SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES

SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES

701
M96
SI

# Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und histor. Geologie

BEGRÜNDET VON
PROF. DR. RICHARD DEHM IN MÜNCHEN

HEFT 18

## INHALT

In memoriam Dr. h. c. Otto Hölzl . . . . . 5

Barthel, K. Werner & Ronald Boettcher: Abu Ballas Formation (Tithonian/Berriasian; Southwestern Desert, Egypt) a significant lithostratigraphic unit of the former 'Nubian Series' (Plates 11—12) . . . . . 153

Barthel, K. Werner & Gerhard Schairer: Das Alter einiger Korallenriff- und Stotzenkalke des Oberjura entlang der Donau in Bayern (Tafel 1—2) . . . . 11

Bosscha Erdbrink, Dirk Pieter: Fossil Giraffidae from the Marāgheh area, NW-Iran (Plate 7) . . . . . 93

Dehm, Richard: Neue tertiäre Spaltenfüllungen im süddeutschen Jura . . . . . 289

Gregor, Hans-Joachim: Revision der Arten von *Retinomastixia* Kirchheimer aus dem europäischen Tertiär (Tafel 10) . . . . . 143

Hagn, Herbert: Die älteste Molasse im Chiemgau/östliches Oberbayern (Katzenloch-Schichten, Priabon) (Tafel 13—16) . . . . . 167

Heissig, Kurt: Fossilführende Spaltenfüllungen Süddeutschlands und die Ökologie ihrer oligozänen Huftiere . . . . . 237

Jung, Walter, Hans-Hermann Schleich & Bernhard Kästle: Eine neue, stratigraphisch gesicherte Fundstelle für Angiospermen-Früchte und -Samen in der oberen Gosau Tirols (Tafel 8—9) . . . . . 131

Koenigswald, Wighart von: Die Säugetierfauna des Mittel-Würms aus der Kemathenhöhle im Altmühltal (Bayern) . . . . . 117

Ohmert, Wolf: *Wichmannella* (Rocaleberidinae, Ostracoda) im Pliozän von Chile (Tafel 4—5) . . . . . 45

Scherer, Eugen: Krokodilreste aus der miozänen Spaltenfüllung Appertshofen nördlich von Ingolstadt (Tafel 6) . . . . . 65

Scholz, Gabor: Die Lochwaldschicht zwischen Kühberg (an der Wertach) und Pfronten-Kappel im Allgäu . . . . . 29

Scholz, Gabor: Beitrag zur Kenntnis des ostalpinen Alb I. Oberalb-Ammoniten aus dem Kampenwandvorland (Chiemgauer Alpen) (Tafel 3) . . . . . 39

Wellnhofer, Peter: *Steneosaurus*-Wirbel aus dem Unteren Malm von Sengenthal bei Neumarkt i. d. Opf. . . . . 53

MÜNCHEN, 30. Dezember 1978
Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie
Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 18 | 313 | 16 Taf. | München, 30. 12. 1978 |

ISSN 0077-2070

# Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und histor. Geologie

BEGRÜNDET VON
PROF. DR. RICHARD DEHM IN MÜNCHEN

HEFT 18

## INHALT

In memoriam Dr. h. c. Otto Hölzl . . . . . 5

Barthel, K. Werner & Ronald Boettcher: Abu Ballas Formation (Tithonian/Berriasian; Southwestern Desert, Egypt) a significant lithostratigraphic unit of the former 'Nubian Series' (Plates 11—12) . . . . . 153

Barthel, K. Werner & Gerhard Schairer: Das Alter einiger Korallenriff- und Stotzenkalke des Oberjura entlang der Donau in Bayern (Tafel 1—2) . . . . 11

Bosscha Erdbrink, Dirk Pieter: Fossil Giraffidae from the Marāgheh area, NW-Iran (Plate 7) . . . . . 93

Dehm, Richard: Neue tertiäre Spaltenfüllungen im süddeutschen Jura . . . . . 289

Gregor, Hans-Joachim: Revision der Arten von *Retinomastixia* Kirchheimer aus dem europäischen Tertiär (Tafel 10) . . . . . 143

Hagn, Herbert: Die älteste Molasse im Chiemgau/östliches Oberbayern (Katzenloch-Schichten, Priabon) (Tafel 13—16) . . . . . 167

Heissig, Kurt: Fossilführende Spaltenfüllungen Süddeutschlands und die Ökologie ihrer oligozänen Huftiere . . . . . 237

Jung, Walter, Hans-Hermann Schleich & Bernhard Kästle: Eine neue, stratigraphisch gesicherte Fundstelle für Angiospermen-Früchte und -Samen in der oberen Gosau Tirols (Tafel 8—9) . . . . . 131

Koenigswald, Wighart von: Die Säugetierfauna des Mittel-Würms aus der Kemathenhöhle im Altmühltal (Bayern) . . . . . 117

Ohmert, Wolf: *Wichmannella* (Rocaleberidinae, Ostracoda) im Pliozän von Chile (Tafel 4—5) . . . . . 45

Scherer, Eugen: Krokodilreste aus der miozänen Spaltenfüllung Appertshofen nördlich von Ingolstadt (Tafel 6) . . . . . 65

Scholz, Gabor: Die Lochwaldschicht zwischen Kühberg (an der Wertach) und Pfronten-Kappel im Allgäu . . . . . 29

Scholz, Gabor: Beitrag zur Kenntnis des ostalpinen Alb I. Oberalb-Ammoniten aus dem Kampenwandvorland (Chiemgauer Alpen) (Tafel 3) . . . . . 39

Wellnhofer, Peter: *Steneosaurus*-Wirbel aus dem Unteren Malm von Sengenthal bei Neumarkt i. d. Opf. . . . . 53

MÜNCHEN, 30. Dezember 1978
**Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie**
**Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol. | 18 | 313 | 16 Taf. | München, 30. 12. 1978 |

ISSN 0077 - 2070

Herausgegeben von Prof. Dr. Dietrich Herm,
Bayerische Staatssammlung für Paläontologie
und historische Geologie München
Redaktion: Dr. Peter Wellnhofer

O. Hölzel

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 18 | 4—10 | München, 30. 12. 1978

# In memoriam Dr. h. c. Otto Hölzl

Am 25. Juni 1977 verstarb in Hausham der Ehrenbürger der Gemeinde Dr. h. c. Otto Hölzl im Alter von fast 80 Jahren. Mit ihm ist eine ungewöhnliche Persönlichkeit dahingegangen. Sein Tod bedeutet für die bayerische Molasseforschung einen schmerzlichen Verlust. Hölzl hat sowohl als Sammler als auch als Forscher Vorbildliches geleistet.

Otto Hölzl wurde am 9. 7. 1897 als ältestes von zehn Kindern in Fleck bei Lenggries geboren. Sein Vater war Fabrikarbeiter. Trotz einfacher Verhältnisse erlebte der Verstorbene eine harmonische Kindheit, eine der Quellen für sein späteres fruchtbares Schaffen. Nach Besuch der Volksschule in Miesbach (1903—1910) verdingte er sich als Arbeiter in der Papierfabrik Müller am Baum (Mangfalltal). Eine Handwerkslehre blieb ihm wegen der Mittellosigkeit der Eltern versagt.

Nach Ausbruch des Ersten Weltkriegs hielt es den jungen Hölzl nicht lange in der Heimat. Er meldete sich als Freiwilliger beim 1. bayerischen Jägerbataillon. Ab Juni 1915 kämpfte er in Italien, Serbien, Mazedonien und Rumänien. Kurz vor Kriegsende wurde er vor Verdun verwundet. Nach Entlassung aus dem Lazarett trat er 1919 in das Freikorps Epp ein.

Sein weiterer Lebensweg versprach zunächst keine Höhepunkte. Am 19. September 1919 nahm er im Kohlenbergwerk Hausham die Arbeit als Schlepper auf. Zwei Jahre später hatte er es bereits zum Hauer gebracht. Es folgten harte Jahre als Bergmann. Ein Magenleiden zwang Hölzl 1934, seine Arbeit unter Tage aufzugeben und eine Beschäftigung in der Aufbereitung und später bei der Kohlenabgabe anzunehmen. Ende 1949 schied er aus dem Bergwerk aus.

Im Jahre 1922 heiratete Hölzl eine Bergmannstochter, Johanna Gebhardt, die ihm zwei Töchter schenkte. Sein „Hannerl" war ihm eine ideale Gefährtin. Sie förderte seine Interessen und nahm willig viele Entbehrungen auf sich. Hölzl war sich dessen immer bewußt.

Schon sehr früh regte sich in ihm das Interesse an naturwissenschaftlichen Dingen. Seit 1925 beschäftigte er sich intensiv mit einheimischen Schmetterlingen, wobei ihm bemerkenswerte Züchtungen gelangen. Bald aber schoben sich die Versteinerungen in den Vordergrund, mit denen er ja als Bergmann fast täglich in Berührung kam.

Zunächst sammelte er die Bergwerkshalden ab; auf diese Weise wurde er mit der Fauna und Flora der Cyrenenschichten vertraut. Um die Herkunft der isolierten Funde zu ermitteln, unternahm er neben seiner anstrengenden beruflichen Tätigkeit unzählige Grubenfahrten. Sehr bald erweiterte er seinen Aktionsradius mit Hilfe eines Fahrrads; er beutete Fundstellen der näheren und weiteren Umgebung von Hausham aus (u. a. Lochergraben, Schmeroldgraben, Sulzgraben, Kaltenbachgraben, Freudenberghalbinsel am Schliersee, Kotalm am Wendelstein). Seit 1927 trug Hölzl jede seiner Sammelfahrten in ein Tagebuch ein, das er bis Ende 1949 pein-

lichst genau führte. Im Jahre 1928 treffen wir ihn in der Siegsdorfer Gegend (Thalberggraben, Gerhartsreiter Graben, Kressenberg, Steingräben, Katzenloch- und Wollsberggraben). 1931 „eroberte" er die Brandenberger Gosau (Zöttbachalm). Im August 1936 suchte er das niederbayerische Tertiär heim (Maierhof, Fürstenzell, Brombach). Ferner wurden die Lokalitäten Reit im Winkl, Roß- und Buchstein und Lahngraben bei Lenggries, um nur einige zu nennen, in das Programm aufgenommen. Im Juli 1937 führte er in Rheinhessen (u. a. Weinheim, Alzey) Vergleichsaufsammlungen durch. 1940 besuchte er die Bergwerke Brixlegg und Schwaz. Selbst die schweren Zeiten am Ende des 2. Weltkriegs konnten seinem Sammeleifer nur wenig anhaben. Am 13. Mai 1945 sammelte er auf der Bergwerkshalde auf, während er am 21. Mai die Kotalm aufsuchte. Es war dies seine 164. Begehung dieser Fundstelle.

Seine Sammeltätigkeit erreichte im Lauf der Zeit ungewöhnliche Ausmaße. Vom 30. 1. 1927 bis zum 12. 11. 1939 brachte er es auf insgesamt 851 Geländetage. Dabei stand es mit seiner Gesundheit nicht immer zum besten. So stehen im Exkursionsbuch für 1932 und 1933, gleichsam als Entschuldigung für fehlende Einsätze, Vermerke wie „Krankenhaus" und „operiert". Hölzl kannte allerdings keine Schonung. So kehrte er am 12. 9. 1942 von einer mehrtägigen Sammelreise in der Siegsdorfer Gegend nach Hausham zurück, doch schon um 16 Uhr desselben Tages brach er mit dem Rad erneut in Richtung Zöttbachalm auf. Sein Eintreffen vermerkte er pünktlich mit 18.50 Uhr.

Das Psychogramm des Vollblutsammlers Hölzl muß noch etwas ergänzt werden. Für ihn war das Sammeln kein Zeitvertreib, kein Hobby im heutigen Sinn. Es war vielmehr mit Entbehrungen verbunden, die er sich und seiner Familie auferlegte. Dabei können materielle Beweggründe ausgeschaltet werden, denn was Hölzl einmal sammelte, gab er so schnell nicht mehr her, zumal wenn es sich um einmalige Stücke handelte. Auch Ehrgeiz scheidet als Motiv weitgehend aus, denn zumindest in den ersten zwanzig Jahren hatte er keine ernstzunehmende Konkurrenz. Der Motor zu seinem Handeln lag indes tiefer. In zahlreichen Gesprächen äußerte er seine Begeisterung über die Kunstformen der Natur, deren Besitz ihn reizte. Deshalb sammelte er in seiner ersten Zeit nur makellose, vollständige Stücke. Alles übrige, weniger Schöne verwarf er, was er später sehr bedauerte. Hinzu kam die Faszination des Unbekannten, die Suche nach immer neuen Formen. Nur so ist die Besessenheit (im besten Sinne) und die jahrzehntelange Unrast zu erklären.

Fossilführende Lagen verfolgte er oft weit in den Hang hinein und beutete sie geradezu bergmännisch aus. Trotzdem brachte ihn seine Sammelleidenschaft wiederholt in Lebensgefahr, so z. B. im Thalbergraben, wo er einmal fast verblutete. Doch er achtete der Gefahr nicht. Aus seinem Sammlervokabular seien schließlich noch ein paar Kostproben überliefert. Die begehrten Fossilien nannte er liebevoll „Klamotten". Besonders schöne Stücke waren für ihn „Augenreißer". Fossilhöffige Ablagerungen hießen „gesunde" Schichten. Andere Sammler, die ihm beim Abbau von Fossilien an Körperkraft oder an Geschicklichkeit unterlegen waren, titulierte er gerne als „Marzipanbubi".

Sehr bald genügte ihm der Besitz von nur schönen Stücken nicht mehr. Er erkannte mehr und mehr den Wert auch der kleinsten und unscheinbaren Schalen und Gehäuse. Er begann, seine Funde zu bestimmen. Da die wissenschaftliche Literatur über bayerische Vorkommen (vor allem Gümbel, Wolff, Weithofer) nicht ausreichte, bezog er auch ausländisches Schrifttum in seine Studien ein. Um die fremden

Texte verstehen zu können, eignete er sich Kenntnisse der italienischen und französischen Sprache an. Mit dem wenigen, was er sich vom Mund absparen konnte, beschaffte er sich Fachliteratur. War er nicht gerade in der Grube oder beim Sammeln, präparierte er seine Funde; ein besonderes Augenmerk widmete er dabei der Schloßregion der Lamellibranchiaten. So ging aus dem S a m m l e r allmählich der F o r s c h e r hervor.

Im Lauf der Jahre erweiterte sich die Sammlung Hölzl's immer mehr. Die Faunen der einzelnen Fundpunkte wurden von Woche zu Woche umfangreicher. Es ergaben sich zudem mehr und mehr Abweichungen von den im Schrifttum niedergelegten Bestimmungen. Daher entschloß sich Hölzl zu einem „Vorläufigen Bericht" über die „Molluskenfaunen der subalpinen Molasse Oberbayerns" (1948). Sein Erstlingswerk erschien in seinem 51. Lebensjahr. Nach zwei Jahrzehnten der Vorbereitung begann die Saat zu reifen. 100 Jahre nach den bahnbrechenden Arbeiten Emmrich's erlebte die Molasseforschung damit einen neuen kräftigen Impuls.

Die Hauptthemen seiner Arbeit waren die Cyrenenschichten und ihre Begleitgesteine (Tonmergel-Stufe, Baustein-Zone[1]) und Promberger Schichten) der näheren und weiteren Umgebung von Hausham sowie die Thalberg-Schichten des Chiemgaus. Die zuletztgenannten Ablagerungen stufte er auf Grund jüngerer Faunenelemente in das Altmiozän ein. Er setzte sich damit über die akademische Lehrmeinung hinweg, nach der diese Schichten dem Oligozän angehören sollten. Diese Einstufung wurde von der Fachwelt ohne Widerspruch angenommen.

Damit war der Durchbruch geschafft. Hölzl wurde zum gesuchten Mitarbeiter. In den Jahren zuvor hatte er indes nur wenige Förderer. In erster Linie sei hier Prof. Dr. Joachim Schröder genannt, der an der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München wirkte. Er half mit Literatur und vielen Ratschlägen, vor allem bei der Abfassung seiner ersten Publikation. Auch Dr. F. Traub, gleichfalls München, ermutigte Hölzl, den eingeschlagenen Weg fortzusetzen.

Ab 1948 führte Hölzl zahlreiche Exkursionen. Am 8. 5. 1948 begleitete er eine Studentenexkursion unter Leitung von Prof. Dr. J. Schröder in die Molasse des Sulzgrabens, des Leitzachtals und des Kaltenbachgrabens; die persönliche Bekanntschaft des Unterzeichneten mit Hölzl geht auf diesen Tag zurück. Im September 1949 beging Hölzl das Trauntal mit österreichischen Geologen, die seine Arbeit wohl zu schätzen wußten. Einer seiner Hauptförderer wurde Dr. R. Janoschek, Wien, der anregte, Hölzl solle sein umfangreiches Fossilmaterial monographisch bearbeiten.

Am 1. 11. 1950 wurde Hölzl an das Bayerische Geologische Landesamt als wissenschaftlicher Mitarbeiter übernommen, wo er seine Fähigkeiten voll entfalten konnte. Damit war er auch seiner stetigen finanziellen Sorgen enthoben. Es folgten Jahre fruchtbaren Schaffens, in denen seine Monographien über die Corbiculiden des Oligozäns und Miozäns (1957), über die Molluskenfauna des oberbayerischen Burdigals (1958) sowie über die Faunen des marinen Oligozäns (1962) heranreiften. An Stelle des Fahrrads war schon 1948 ein Motorrad getreten. Seine erste große Sammlung wurde an das Bayerische Geologische Landesamt verkauft. Hölzl begann sofort, eine zweite, größere Sammlung aufzubauen. Hatte er anfangs nur

[1]) Die Begriffe „Stufe" und „Zone" wurden wenig später in „Schichten" umgewandelt, um Überschneidungen mit Termini der stratigraphischen Nomenklatur zu vermeiden.

punktförmig aufgesammelt und einzelne Fossilfundstellen ausgebeutet, machte er sich zunehmend mit den Begriffen von Streichen und Fallen vertraut. Er beteiligte sich fortan an der stratigraphischen Gliederung vieler Molasseprofile, teilweise in Zusammenarbeit mit dem Unterzeichneten (1952, 1954, 1962). Auf seinem Schreibtisch landeten die Fossilfunde zahlreicher Feldgeologen. Er klopfte unzählige Profile von Kohlen- und Erdölbohrungen durch. Kurz gesagt, er war ein viel gefragter Mann, dessen Bestimmungen und Fossillisten eine Vielzahl fremder Publikationen bereicherten.

Am 22. 7. 1959 wurde ihm die größte Ehre seines Lebens zuteil. Unter dem Ordinariat von Prof. Dr. R. Dehm, befürwortet von Prof. Dr. O. Kühn, Wien, wurde ihm die Ehrendoktorwürde der Ludwig-Maximilians-Universität zu München verliehen. Damit ging auch ein langgehegter Wunsch seiner Förderer (u. a. Dr. H. Nathan und Prof. Dr. P. Schmidt-Thomé) und vieler seiner Kollegen in Erfüllung. Die schriftliche Laudatio hat folgenden Wortlaut: „Praeclarissimo domino infatigabili animalium quae olim fuerunt fossori et experientissimo investigatori Ottoni Hoelzl qui faunas molluscorum fossilium ex stratis tertiariis molassicis Bavariae meridianae sua sponte et voluntate indagando de regionum subalpinarum geologia optime meruit". Die wichtigsten Worte hierbei sind: fossor, investigator sowie sua sponte et voluntate. D. h., der Gräber und Sammler Hölzl hat sich als Forscher aus eigenem Antrieb und kraft seines eigenen Willens große Verdienste erworben.

Auch nach seiner Versetzung in den Ruhestand (31. 7. 1962) arbeitete Hölzl mit ungebrochener Kraft weiter. Seine Beziehungen zu den Wiener Kollegen, vor allem zu Doz. Dr. F. Steininger und Prof. Dr. A. Papp, wurden in dieser Zeit noch enger. Er hielt sich wiederholt in Wien auf, um seine Funde an Ort und Stelle mit den österreichischen Vorkommen zu vergleichen. In Wien entstanden auch seine beiden Beiträge für den Band „Ottnang" der in Bratislava erscheinenden Monographien der Stratotypen der Paratethys (1973).

Seine letzten Jahre waren zunehmend von schwerer Krankheit umschattet. Er nahm zwar bis zuletzt am geistigen Leben teil, doch konnte er seine Pläne nicht mehr ausführen. Es war ihm nicht mehr vergönnt, die längst geplanten Monographien der Faunen der Thalberg-Schichten und des niederbayerischen Miozäns zu realisieren. Umfangreiche Fossillisten dieser Faunen liegen allerdings teils publiziert, teils noch unveröffentlicht vor.

Das Schriftenverzeichnis Hölzl's ist zwar nicht sehr lang, doch enthält es gewichtige Werke. Der Autor war kein Freund von kleineren Mitteilungen, sondern er lieferte umfangreiche Originalbeiträge. Material hierzu hatte er ja mehr als genug. Ohne seine Arbeiten könnte sich die bayerische Molasseliteratur nicht mit dem einschlägigen Schrifttum Österreichs und der Schweiz messen. Seine Wirkung blieb aber nicht auf den bayerischen Raum beschränkt, sondern wurde auch in den Nachbarländern bis hinein nach Ungarn und in die Tschechoslowakei wahrgenommen.

Zu seinen Ehren wurden mehrere neue Arten benannt. Als Beispiele seien die Foraminifere *Globigerina hoelzli* Hagn & Zeil, 1954 (Unterturon, Ammergebirge), der Gastropode *Euchilus hoelzli* Schlickum, 1964 (Süßbrackwassermolasse Niederbayerns), die Koralle *Discotrochus hoelzli* Kühn, 1965 (Obere Meeresmolasse, Kaltenbachgraben) sowie die Ostracode *Callistocythere hoelzli* Witt, 1967 (Burdigal, Niederbayern) genannt.

Seit August 1966 war Hölzl zudem Ehrenbürger der Gemeinde Hausham.

Diese Auszeichnung wurde ihm wegen seiner Verdienste um die Wasserversorgung zuteil, wobei seine Gutachten von denen der zuständigen Behörden abwichen. Noch 1973 gingen Wasserfunde in den Gemeinden Schliersee und Neuhaus auf seinen Rat zurück. Im Juli 1973 wurde ihm überdies die Ehrenmitgliedschaft der „Naturfreunde" angetragen.

Hölzl hatte es im Leben nicht leicht, aber er hatte es sich auch selbst nicht leicht gemacht. Er hat seine Erfolge widrigen Umständen und einer anfälligen Gesundheit abgetrotzt. Mit ungeheurem Fleiß und der einem Isarwinkler eigenen Zähigkeit arbeitete er sich trotz fehlender Schulbildung durch Selbststudium aus dem Nichts zu einem angesehenen Wissenschaftler empor. Dabei blieb er bis zuletzt einfach und bescheiden, wenn er auch den Titel Dr. h. c. mit Stolz trug. Er war Bergmann mit Leib und Seele; als der Förderschacht des Bergwerks Hausham nach seiner Stillegung mit Schotter angefüllt wurde, berichtete er davon mit Tränen in den Augen. Trotz seiner vielfältigen Beschäftigung war er ein treusorgender Familienvater; nach dem Tod seiner Frau schien sein Lebenswille gebrochen.

Der Name Hölzl ist in die Liste jener Altbayern einzureihen, die ihrem Heimatland durch überragende Leistung Ruhm und Ehre eingebracht haben.

Herbert Hagn

## Schriftenverzeichnis


Hölzl, O. (1948): Molluskenfaunen der subalpinen Molasse Oberbayerns (Vorläufiger Bericht). — N. Jb. Mineral. etc. Mh., 1945—1948, B: 385—400; Stuttgart.

Hölzl, O. (1953 a): Ein neues Profil durch das Unter- und Mittel-Miozän der oberbayerischen Molasse bei Peißenberg und deren Fauna (ein Beitrag zur Grenzziehung Aquitan-Burdigal in der Subalpinen Molasse). — Geologica Bavarica, **17**: 181—215, Texttafel 3, 1 Abb.; München.

Hölzl, O. (1953 b): Eine neue Fauna aus dem Burdigal der Subalpinen Molasse Oberbayerns. — Geologica Bavarica, **17**: 216—222, 1 Tab.; München.

Hölzl, O. (1957): Die Corbiculidae der oligozänen und miozänen Molasse Oberbayerns sowie Bemerkungen zu den oberbayerischen Cyrenenschichten nebst Beschreibung neuer Arten. — Geologica Bavarica, **29**: 1—84, Taf. 1—7, 6 Abb.; München.

Hölzl, O. (1958): Die Mollusken-Fauna des oberbayerischen Burdigals. — Geologica Bavarica, **38**: 1—348, Taf. 1—22, 6 Abb.; München.

Hölzl, O. (1960): Zur Faunenkenntnis der oberbayerischen Miozänmolasse und ihren Beziehungen zu Oberösterreich und dem Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **52**, 1959 (= Verh. Comité du Néogène méditerranéen, 1. Tagung in Wien, 10.—20. Juli 1959): 143—148, 3 Tab.; Wien.

Hölzl, O. (1961): Leitende Molluskenarten aus der marinen und brackischen Molasse Oberbayerns. — Paläont. Z., **35**: 62—78; Stuttgart.

Hölzl, O. (1962): Die Molluskenfauna der oberbayerischen marinen Oligozänmolasse zwischen Isar und Inn und ihre stratigraphische Auswertung. — Geologica Bavarica, **50**: 1—275, Taf. 1—12, 13 Abb.; München.

Hölzl, O. (1965): Die Molluskenfauna aus dem Grenzbereich Burdigal-Helvet im Kaltenbach-Gernergraben, Landkreis Miesbach/Oberbayern (Vorläufige Mitteilung). — Geologica Bavarica, **55**: 258—289, Taf. 1—4; München.

Hölzl, O. (o. J.): Zur Vorgeschichte unserer engeren Heimat. Unsere Heimat in geologisch-paläontologischer Sicht. — In: Hausham. Beiträge zur Chronik des Ortes: 2—18, 24 Abb., 1 Tab.; Hausham (Martin Glasl).

Hagn, H. & Hölzl, O. (1952): Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse des östlichen Oberbayerns zwischen Prien und Sur mit Berücksichtigung des im Süden anschließenden Helvetikums. — Geologica Bavarica, **10**: 1—208, Taf. 1—8, 7 Abb.; München.

Hagn, H. & Hölzl, O. (1954): Zur Grenzziehung Katt/Aquitan in der bayerischen Molasse. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh.: 1—40, 2 Tab.; Stuttgart.

Hagn, H., Hölzl, O. & Hrubesch, K. (1962): Zur Gliederung des Oligozäns im östlichen Oberbayern und in Nordtirol. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh.: 423—447, 1 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

Hagn, H. (1961): Klassische und neue Aufschlüsse mit Faunen der Oberkreide und des Tertiärs in den östlichen Bayerischen Alpen und angrenzenden Gebieten (unter Mitwirkung von D. Herm, O. Hölzl, H. Lühr, F. Traub und H. Völk. Zeichnungen: D. Herm). — Paläont. Z., **35**: 146—170, 14 Abb.; Stuttgart.

Rögl, F., Schultz, O. & Hölzl, O. (1973): Beschreibung des Holostratotypus und der Faziostratotypen. A. Holostratotypus und Faziostratotypen der Innviertler Schichtengruppe. — In: Chronostratigraphie und Neostratotypen III, Miozän $M_2$ Ottnangien: 140—196, Abb. 19—23, Tab. 4; Bratislava (Slowak. Akad. Wiss.).

Steininger, F. (1973): Die Molluskenfaunen des Ottnangien (nach Bearbeitung von P. Čtyroký — O. Hölzl — J. Kókay — W. R. Schlickum — O. Schultz — F. Strauch und F. Steininger). — Ibidem: 380—615, Taf. 1—30; Bratislava (Slowak. Akad. Wiss.).

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 18 | 11—27 | München, 30. 12. 1978

# Das Alter einiger Korallenriff- und Stotzenkalke des Oberjura entlang der Donau in Bayern

Von K. Werner Barthel und Gerhard Schairer*)

Mit 1 Abbildung und Tafel 1—2

Kurzfassung

Aus Steinbrüchen von Graisbach, Laisacker, Bergheim, Großmehring, Eining, Affecking und Saal werden Ammoniten beschrieben, mit deren Hilfe die dort anstehenden Schichten datiert werden können (Oberkimmeridge — unteres Untertithon). So ist es möglich, das Alter von Schichtlücken zeitlich festzulegen und das Wandern der Korallenriffe des Oberen Jura von Osten nach Westen zu verfolgen.

Abstract

Species of the ammonite genera *Hybonoticeras, Gravesia, Taramelliceras, Glochiceras,* and *Neochetoceras* serve to date coral reef and sponge mud-mounds exposed in various quarries (see above) along the Danube in Bavaria. The time range comprises Upper Kimmeridgian to early Lower Tithonian. As a result hiatus could be linked to the uplift that shifted the Upper Jurassic coral reefs from E (Regensburg) to W (Neuburg).

## Einführung

Unter dem Fossilmaterial, das wir während der letzten Jahrzehnte aus dem Oberjura der südlichen Fränkischen Alb aufgesammelt haben, befindet sich eine Anzahl stratigraphisch wichtiger Ammoniten. Einige davon wurden bereits mehrfach in der Literatur zitiert (z. B. Fesefeldt 1962: 53; Freyberg 1964: 62; Zeiss 1964, 1968), ohne jemals genauer untersucht worden zu sein. Zu den eigenen Aufsammlungen kommen noch Funde, die im Rahmen früherer Spezialuntersuchungen gemacht wurden, sowie Material aus privaten Sammlungen.

*) Prof. Dr. K. W. Barthel, Institut für Geologie und Paläontologie, Technische Universität Berlin, Hardenbergstraße 42, 1000 Berlin 12; Dr. G. Schairer, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2.

Besonders interessant erscheinen davon jene Ammoniten, die zur Datierung der Korallenriff- und Stotzenfazies (Schwammfazies) entlang der Donau — zwischen Donauwörth und Regensburg — dienen. Die Seltenheit von leitenden Arten in dieser Fazies erfordern für jedes Riffareal eine eigene Alterseinstufung. Die stratigraphische Datierung der einzelnen Vorkommen gibt dann Auskunft über das West-Wandern der Korallenfazies, ausgehend von der Böhmischen Masse (Zeiss 1968, Meyer 1977).

Der hier zu betrachtende Zeitabschnitt umfaßt das Oberkimmeridge (Weißer Jura Epsilon) bis zum späten unteren Untertithon (Weißer Jura Zeta 3, Mörnsheimer Schichten). Das Oberkimmeridge entspricht den Zonen der *Sutneria subeumela* bis *Virgataxioceras setatum*. Das untere Untertithon umfaßt die Zone des *Hybonoticeras hybonotum;* ihren oberen Abschnitt kann man als Subzone des *Glochiceras lithographicum* (Obere Solnhofener Plattenkalke und Mörnsheimer Schichten) ausscheiden (vergl. Zeiss 1968, 1977).

Bei der Besprechung der Arten beschränken wir die Synonymie auf Zitate von Arbeiten, die Abbildungen dazu enthalten und auf den Süddeutschen Raum bezogen sind.

Alle besprochenen Stücke befinden sich — soweit nicht anders vermerkt — in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München.

Herr Oberamtsrat Ludwig Fruth, München, stellte uns aus seiner Sammlung Stücke zur Verfügung. Herr Prof. Dr. A. v. Hillebrandt, Berlin, machte uns auf Material aufmerksam, das bei einer von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) geförderten Untersuchung anfiel. Die DFG unterstützte ferner Studien an rezenten Riffen. Herr Dr. P. Weber, Leiter des Werkes Saal der Süddeutschen Kalkstickstoffwerke, überließ uns freundlicherweise einen wertvollen Ammoniten-Fund. Fräulein B. Dunker, Berlin, fertigte die Reinzeichnungen, die Herren M. Dressler, München, und B. Kleeberg, Berlin, die Fotos. Ihnen allen gilt unser Dank.

## Abkürzungen

| | |
|---|---|
| Dm | Durchmesser in mm |
| Nw, Nw % | Nabelweite in mm, Nw in % des Dm |
| Wh, Wh % | Windungshöhe in mm, Wh in % des Dm |
| Wb, Wb % | Windungsbreite in mm, Wb in % des Dm |
| UR | Umbilikalrippen auf 1/2 Umgang |
| SR | Sekundärrippen auf 10 UR |
| Ik | Innenknoten auf 1/2 Umgang |
| Mk | Marginalknoten auf 1/2 Umgang |

## Kurze Beschreibung der Ammoniten

### *Glochiceras (Paralingulaticeras) lithographicum* (Oppel)

Taf. 1, Fig. 5

v* 1863 *Ammonites lithographicus* Opp. — Oppel, S. 248, Taf. 68, Fig. 1—3.
1958 *Glochiceras (Paralingulaticeras) lithographicum* (Oppel) — Ziegler, S. 152, Tafel 16, Fig. 1—4 (dort ausführliche Synonymieliste).
1959 *Glochiceras (Paralingulaticeras) lithographicum* (Oppel) — Berckhemer & Hölder, S. 112, Taf. 27, Fig. 147.

1977 *Glochiceras (Paralingulaticeras) lithographicum* (Oppel) — Ziegler, Tafel 10, Fig. 2.

Material: Ein flachgedrückter Steinkern (1962 I 526) aus dem hangenden, geschichteten Abschnitte des Steinbruchs Graisbach. Ein unverdrücktes Wohnkammerfragment (1961 I 401) aus dem Stotzenkalk derselben Lokalität.

| Maße: | Dm | Nw | Nw % | Wh | Wh % |
|---|---|---|---|---|---|
| 1962 I 526 | 49 | 13 | 26,5 | 21 | 43 |

Beschreibung: Das Exemplar (1962 I 526) der für die Gattung *Glochiceras* evoluten Art zeigt die typischen Merkmale. Auf Flankenmitte verläuft eine Furche, die gegen die Mündung hin besonders deutlich in Erscheinung tritt. Nabelwärts sind einige schwache, prorsiradiate Rippen zu erkennen. Die äußere Hälfte der Flanke ist von retrocostaten, leicht konkaven Rippen bedeckt, die z. T. in marginalen Knoten enden. Kurz vor der Mündung verblaßt die Skulptur, nur die Flankenfurche bleibt erhalten.

Das Wohnkammerbruchstück (1961 I 401) weist einen hochrechteckigen Querschnitt auf mit gewölbter Externseite, gut gerundetem Marginalbereich, flachen Flanken, gerundetem Nabelrand und steiler Nabelwand. Auf der Flanke ist eine breite, seichte Furche zu erkennen, marginal sind schwache Knoten angedeutet.

Stratigraphische Verbreitung: Nach Zeiss (1968: 134) bisher in den Solnhofener Plattenkalken und in den Mörnsheimer Schichten nachgewiesen. Stellenweise häufig.

## *Taramelliceras prolithographicum* (Fontannes)
Taf. 1, Fig. 2—3

v* 1879 *Oppelia prolithographica* Fontannes — Fontannes, S. 26, Taf. 4, Fig. 1.
1959 *Taramelliceras prolithographicum* (Fontannes) — Berckhemer & Hölder, S. 86, Taf. 27, Fig. 144, 149.

Material: Ein Exemplar aus dem kleinen Bruch an der B 16, etwa 1,5 km W Bergheim östlich Neuburg/Do. (Sammlung L. Fruth, München); 8 Stücke aus den Stotzenkalken von Graisbach (1961 I 400; 1963 I 383, 384, 385, 387, 388; 1978 I 2, 3).

Maße:

| | Dm | Nw | Nw % | Wh | Wh % |
|---|---|---|---|---|---|
| Bergheim | 88 | 14 | 16 | 43 | 49 |
| | 64 | 9 | 14 | 36 | 41 |
| 1963 I 383 | 29 | 7 | 24 | 13 | 45 |
| | 19 | 4 | 21 | 10 | 53 |
| 1963 I 384 | 26 | 5 | 19 | 13 | 50 |
| 1963 I 385 | 25 | 5 | 20 | 12 | 48 |
| 1963 I 387 | 24 | 5 | 21 | 13 | 54 |
| 1978 I 3 | 65 | 9 | 14 | 38 | 58,5 |
| | 47 | 7 | 15 | 25 | 53 |

Beschreibung: Der Steinkern von Bergheim (Slg. L. Fruth, München) zeigt auf dem vorderen Teil der letzten Windung die charakteristische, abgeschwächte Skulptur eines erwachsenen Exemplars. Die marginalen Knötchen stehen anfangs dicht, ziehen dann auseinander und verlieren nach vorn an Stärke. Im Mündungsbereich ist eine ganz schwache, feine, sichelartige Streifung zu erkennen.

Von den Exemplaren von Graisbach weist das Stück 1978 I 2 eine dem Bergheimer Steinkern ähnliche Skulptur der Wohnkammer auf. Die Flanken konvergieren stark gegen die Externseite, die schmal und gewölbt ist. Exemplar 1978 I 3 besitzt auf dem Phragmokon eine stumpfe Berippung, die gegen die Wohnkammer (Beginn bei ca. 60 mm Dm) verblaßt. Marginale Knoten sind auf dem Phragmokon zahlreich und deutlich ausgebildet, verschwinden aber auf der Wohnkammer. Exemplar 1963 I 388 zeigt eine insgesamt feinere Ornamentierung als die übrigen Stücke. Bei den Exemplaren 1963 I 383, 384, 385, 387 handelt es sich um Innenwindungen. Die Flankenskulptur mit dem umbilikalen Vorwärtsschwung der Rippenstiele, verstärktem Rippenknie auf Flankenmitte und sichelartigen Externrippen, die in marginalen Knötchen enden, ist für die Art typisch. Den knötchentragenden Rippen ist gelegentlich eine schwächere Rippe zwischengeschaltet. Eine Flankenfurche ist nicht ausgebildet. Bei Exemplar 1961 I 400 (Abdruck eines Windungsbruchstückes) sind deutliche marginale und externe Knötchen zu erkennen.

Stratigraphische Verbreitung: In Bayern liegt *T. prolithographicum* bisher nur aus den Oberen Solnhofener Plattenkalken und den Mörnsheimer Schichten vor. Das entspricht den mittleren und oberen Teilen der *hybonotum*-Zone. Am Crussol (Ardèche, SE-Frankreich) erscheint es bereits etwas früher (Hölder & Ziegler 1959: 184).

## *Taramelliceras* sp. nov.
Taf. 1, Fig. 1

v 1959 *Taramelliceras* n. sp. — Berckhemer & Hölder, S. 87, Taf. 27, Fig. 150.

Material: Ein Steinkern aus Phragmokon und anschließender Wohnkammerhälfte aus den Stotzenkalken von Graisbach (1963 I 386). Als Vergleichsstück diente das Original zu Berckhemer & Hölder 1959 = 1909 I 69.

Maße: Das Stück weist eine leichte radiale Verdrückung im Wohnkammerbereich auf.

| | Dm | Nw | Nw % | Wh | Wh % | Wb | Wb % |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1963 I 386 | 61 | 10 | 16,5 | 33 | 54 | 20 | 33 |
| | 43 | 9,5 | 22 | 22 | 51 | 13 | 30 |

Beschreibung: In Maßen und Gestalt zeigt das Exemplar von Graisbach große Ähnlichkeit mit dem in Berckhemer & Hölder (1959) beschriebenen und abgebildeten *Taramelliceras* n. sp. von Mörnsheim. Das Graisbacher Stück weist im Bereich der Wohnkammer eine steile Nabelwand auf. Der Übergang in die Flanken ist gerundet. Die Flanken sind deutlich konvex. Die größte Windungsbreite liegt etwas innerhalb Flankenmitte. Die Externseite ist leicht gewölbt, im vorderen Teil der Wohnkammer deutlich gefirstet.

Von *T. prolithographicum* unterscheidet sich diese Form außer durch die sehr frühzeitig abnehmende Zahl der Marginalknoten durch den breiteren Querschnitt, die firstartige Ausbildung der Externseite im Wohnkammerbereich und die größere Nabelweite.

Stratigraphische Verbreitung: Diese Form scheint sehr selten zu sein. Obwohl bisher nur aus den Mörnsheimer Schichten bekannt, darf man sicher annehmen, daß auch einige der völlig verdrückten Stücke aus den Oberen Solnhofener Plattenkalken dazu gehören.

## *Neochetoceras steraspis* (Oppel)
Taf. 2, Fig. 1—3

v* 1863 *Ammonites steraspis* Opp. — Oppel, S. 251, Taf. 69, Fig. 1—3, 5—7.
1977 *Neochetoceras steraspis* (Oppel) — Barthel & Schairer, S. 107, Taf. 9, Fig. 5—7; Taf. 10, Fig. 1—7.

Material: Neben den jüngst beschriebenen 9 Stücken aus Laisacker (Barthel & Schairer 1977) liegen ein jugendlicher Umgang aus den Korallen-Riffschutt-Kalken von Saal (1962 I 523; Barthel & Schairer 1977) und 5 Exemplare aus der Schichtfazies von Graisbach vor (1962 I 527; 1978 I 4, 5 (2 Stücke zusammen), 6).

Maße:

| | Dm | Nw | Nw % | Wh | Wh % | Wb | Wb % |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1978 I 6 | 39 | 4 | 10 | 21 | 54 | 7 | 18 |

Beschreibung: Die Stücke von Laisacker und Saal wurden in Barthel & Schairer (1977) ausführlich behandelt, so daß hier nicht näher darauf eingegangen wird. Wir bilden nur das sehr wichtige Saaler Stück erneut ab.

Die Exemplare von Graisbach sind bis auf 1978 I 6 stark verdrückt und fragmentär, so daß keine Maße angegeben werden. Sie sind skulpturschwach, lassen aber meist die charakteristischen Sichelrippen erkennen. Das größte Exemplar (1962 I 527) weist einen erhaltenen Dm von 65 mm auf. Bei Exemplar 1978 I 4 ist der Rest des Mundsaumes mit einem ohrförmigen Fortsatz zu erkennen (End-Dm 47 mm). Die Externseite ist nicht erhalten.

Exemplar 1978 I 6 besitzt bei einem Dm von 42 mm eine fast vollständig erhaltene Wohnkammer (1/2 Umgang, Mundsaum fehlt). Die Skulptur ist schwach, zeigt aber die typischen Sichelrippen auf dem vorderen 3/4 der letzten Windung. Die Externseite ist flach und von scharfen Marginalkanten begleitet. Ein Kiel fehlt. In der Ausbildung der Marginalkanten weist das Exemplar auf *Neochetoceras mucronatum* Berckhemer & Hölder hin. Nach Berckhemer & Hölder (1959: 106) besitzt *N. mucronatum* einen Kiel, nach Zeiss (1968: 123) braucht nicht immer ein Kiel vorhanden zu sein.

Fesefeldt (1962: 57) fand nun *N. mucronatum* mehrfach in den obersten Mörnsheimer Schichten von Bremberg südwestlich Mühlheim. Unter diesen Funden weisen einige eine vergleichbare Ausbildung der Externseite auf. Auch nach Zeiss tritt *N. mucronatum* schon vereinzelt in den obersten Mörnsheimer Schichten auf (1968: 124). Barthel & Schairer (1977: 111) erwähnen aus dem „Mörnsheimer Wilden Fels" (Mörnsheimer Schichten) sowohl *N. steraspis* als auch *N. mucronatum* zusammen mit morphologischen Übergangsformen. Von letzteren sind einige mit Exemplar 1978 I 6 vergleichbar.

Die Untersuchungen zeigen (z. B. Barthel & Schairer 1977), daß *N. steraspis* eine beträchtliche Variabilität besitzt und daß eine klare Abgrenzung gegen *N. mucronatum* derzeit noch nicht möglich ist.

Stratigraphische Verbreitung: *Neochetoceras steraspis* hat seine Hauptverbreitung im höheren Teil der *hybonotum*-Zone, in den Oberen Solnhofener Plattenkalken und den Mörnsheimer Schichten. Möglicherweise gehört auch die von Zeiss (1968: 121) beschriebene Vorläuferart *N. praecursor* zu *N. steraspis*. In diesem Fall entspräche in Bayern das Vorkommen von *N. steraspis* dem von *Hybonoticeras hybonotum*. Die Hauptverbreitung von *N. mucronatum* liegt im

mittleren Untertithon (Usseltalschichten) und im unteren Teil des oberen Untertithon (Untere Rennertshofener Schichten [ZEISS 1968: 124]). Die Zwischenformen scheinen vor allem in den höheren Mörnsheimer Schichten vorzukommen.

### *Gravesia gravesiana* (ORBIGNY)

v 1959 *Gravesia gravesiana* (D'ORBIGNY) 1850 — BARTHEL, S. 48, Taf. 5, Fig. 1—7.
1963 *Gravesia gravesiana* (ORBIGNY 1850) — HAHN, S. 99, Taf. 10, Fig. 3—4; Taf. 12, Fig. 3—4; Taf. 13, Fig. 2 (darin ausführliche Synonymieliste).

M a t e r i a l : Ein Exemplar aus den Korallenriffkalken von Laisacker (1957 II 1; Original zu BARTHEL 1959).

B e m e r k u n g e n : Aufgrund des niedrigen und breiten Querschnitts und der dichten Berippung gehört das Exemplar von Laisacker eindeutig zu dieser Art.

### *Gravesia* sp.
Taf. 1, Fig. 4

M a t e r i a l : 6 Stücke aus den Weltenburger Schichten (s. FAY 1976) des alten Bruchs S der Straße Eining — Weltenburg, ca. 1,5 km N Eining (1965 II 8; 1965 XXIII 32—36). Ein Exemplar aus der Umgebung von Affecking (1965 II 7).

Maße:

| | Dm | Nw | Nw % | Wh | Wh % | UR | SR |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1965 XXIII 34 | 125 | 45 | 36 | 43 | 34 | 11 | 2,4 |
| 1965 XXIII 35 | 115 | 50 | 43 | 37 | 32 | 13 | 3,0 |
| 1965 XXIII 36 | 137 | 59 | 43 | 41 | 30 | 10 | 3,3 |
| 1965 XXIII 32 | ~165 | | | | | 8 | UR 2—3spaltig |
| 1965 XXIII 33 | ~165 | | | | | ca. 10 | mit Schaltrippen |

B e s c h r e i b u n g : Gehäuse mäßig evolut. Da die Stücke zumeist stark verdrückt und korrodiert sind, sind die Meßwerte in der Tabelle als Näherungswerte anzusehen. Über den Windungsquerschnitt läßt sich aus dem gleichen Grund nur wenig Genaues sagen. Bei Exemplar 1965 XXIII 34 scheint er recht flach und breit gewesen zu sein, ebenso bei Exemplar 1965 XXIII 35. Bei den Exemplaren 1965 XXIII 36 und 1965 II 8 erscheint er dagegen etwas höher. Die Stücke 1965 XXIII 32 und 33 sind flachgedrückt, bei 1965 II 7 handelt es sich um ein Fragment der Externseite.

Die Skulptur besteht aus kräftigen UR, von denen 2—3 Spaltrippen ausgehen. Dazu können noch Schaltrippen kommen. Die UR sind bei 5 Exemplaren (1965 XXIII 32, 33, 34, 35; 1965 II 7) knotenartig am Spaltpunkt verstärkt, bei 1965 XXIII 36 und 1965 II 8 sind sie gleichmäßig kräftig.

B e m e r k u n g e n : Anhand der beobachtbaren Merkmale lassen sich die Stücke von Eining und Affecking keiner der bekannten *Gravesia*-Arten zuordnen (vergl. HAHN 1963). Ähnlichkeiten bestehen in Einzelmerkmalen mit *Gravesia gigas, gravesiana, polypleura* und *hypselostoma*. Am ehesten läßt sich Exemplar 1965 XXIII 34 bei *Gravesia gravesiana* einreihen, allerdings bei deren grobrippigen Varianten. Nach Zahl der UR kann auch 1965 XXIII 35 zu *G. gravesiana* gestellt werden, doch weist das Stück überwiegend 3spaltige Rippen auf. Exemplar 1965

XXIII 33 nähert sich in Nw (soweit erkennbar) und Zahl der UR *G. gigas* (Zieten), doch ist die Zahl der SR deutlich geringer. 1965 XXIII 32 ist sehr grob berippt, vergleichbar *G. hypselostoma* Hahn, besitzt aber ähnlich wie *G. gravesiana* 2- und 3spaltige Rippen. 1965 XXIII 36 ist relativ evolut, nähert sich auch in der Zahl der UR *G. gravesiana,* besitzt aber meist 3spaltige Rippen mit Schaltrippen. Im Gesamthabitus ähnelt das Stück etwas *G. polypleura* Hahn, ist aber gröber berippt als diese. Ähnlichkeit mit dem vorhergehenden Exemplar weist das Windungsbruchstück 1965 II 8 auf, das aber dichter berippt ist und weniger SR besitzt.

Zeiss hat 1964 eine Übersicht der Verteilung von Gravesien-Funden im bayerischen Oberjura gegeben. Danach gehört der weitaus größte Teil der Individuen zu *G. gigas* und nur wenige zu *G. gravesiana.* Diese Aussage stützt sich auf Untersuchungen von Hahn (1963). Die hier vorliegenden Stücke gehören weder zu der einen noch zur anderen Art, sind zumindest keine typischen Vertreter. Entweder sind mehrere Arten vertreten, oder wahrscheinlicher, ist die Variabilität der bisher bekannt gewordenen Arten größer.

Stratigraphische Verbreitung: Die Gattung *Gravesia* ist in der ganzen *hybonotum*-Zone anzutreffen, vorwiegend aber in den höheren Bereichen (Zeiss 1964, 1968b: 141). Nach Hahn (1963: 106) kommen die verschiedenen Arten in Süddeutschland zusammen vor. Eine Untergliederung der *Gravesia*-führenden Schichten anhand bestimmter *Gravesia*-Arten ist gegenwärtig nicht möglich.

### *Usseliceras (Usseliceras)* aff. *franconicum* Zeiss
Taf. 1, Fig. 6

v 1973 *Usseliceras (Usseliceras)* aff. *franconium* Zeiss — Schairer & Yamani, S. 23, Abbildung 1e, 2.

Material: Ein Steinkern aus dem Dolomit vom Steinberg 1,5 km NE Großmehring bei Ingolstadt.

Beschreibung: Das Exemplar wurde ausführlich von Schairer & Yamani (1973) beschrieben. Hier werden nur die wichtigsten Merkmale wiedergegeben.

Gehäuse engnabelig (Nw% 29—30), Windungsquerschnitt gerundet rechteckig. Berippung zunächst dicht (bis 75 mm Dm), dann weiterstehend. Rippen erst biplicat, ab ca. 65 mm Dm einzelne bidichotom oder mit biplicatem und polygyratem Ast. In der Nähe der Mündung Rippen diversipartit bis fascipartit, Rippenspaltpunkte verblassen. Gelegentlich nähern sich zwei Rippen einander am Nabelrand und bilden einen schwachen Knoten. Mit davor liegenden einschnürungsartigen Vertiefungen ergibt sich eine wellig erscheinende Skulptur.

Bemerkungen: Das Exemplar ist *U. (U.) franconicum* ähnlich, unterscheidet sich aber durch engeren Nabel, etwas dichtere Berippung, höher liegende Rippenspaltpunkte und wenig kräftige Umbilikalrippen. Diese sind jedoch bei *U. franconicum* und *fascipartitum* Zeiss auch nicht besonders kräftig ausgebildet.

Ähnlichkeit besteht auch mit dem Typus zu *Lithacoceras ulmense* (Oppel). Er ist dichter berippt, die dichte Berippung hält länger durch (bis 105 mm Dm), bidichotome Rippen sind seltener, dagegen sind ungespaltene Rippen vorhanden, die Zahl der SR ist geringer.

In der Ausprägung der Skulptur steht das Großmehringer Stück zwischen *L. ulmense* und *U. franconicum*. Der relativ frühe Beginn der weiterstehenden Berippung, die Häufigkeit bidichotomer Rippen, die größere Zahl der SR und das Verblassen der Skulptur auf Flankenmitte weisen in Richtung auf *U. franconicum*.

Nach Zeiss (1968: 54) treten die ersten Usseliceraten in den Mörnsheimer Schichten auf. Zeiss vermutet, „daß sich *Usseliceras* durch Spezialisierung bestimmter Merkmale von *Lithacoceras* ableitet". Die Skulpturähnlichkeit des Großmehringer Stückes mit *Usseliceras* läßt vermuten, daß es altersmäßig in die höheren Mörnsheimer Schichten einzuordnen ist.

## *Hybonoticeras pressulum* (Neumayr)
Taf. 2, Fig. 4—7

1873 *Aspidoceras pressulum* Neumayr — Neumayr, S. 201, Taf. 37, Fig. 2, 3.
1959 *Hybonoticeras pressulum* (Neumayr) — Berckhemer & Hölder, S. 20, Taf. 1, Fig. 1; Taf. 2, Fig. 6, 8; Abb. 2, 3.

Material: Eine Umgangshälfte (Wohnkammer-Steinkern; Geol. Paläont. Inst. Univ. Marburg); 2 Gehäuseabdrücke (1962 I 524, 525). Alle Stücke aus den Übergangsschichten des großen Saaler Steinbruchs.

Maße:

| | Dm | Nw | Nw % | Wh | Wh % | Wb | Wb % | Ik | Mk | SR |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1962 I 524 | 110 | 46 | 42 | 36 | 33 | | | 7 | | |
| | 80 | | | | | | | 10 | | |
| | 60 | | | | | | | 10 | | |
| 1962 I 525 | 65 | 23 | 35 | 22 | 34 | | | 10 | | |
| | 50 | 20 | 40 | 18 | 36 | | | 10 | 3 | |
| Marburg | 106 | 50 | 47 | 32 | 30 | 24 | 23 | 12 | | 26 |

Beschreibung: Gehäuse mit Ausnahme der Innenwindungen (bis etwa 20 mm Dm) evolut. Nabelwand steil, leicht konvex. Windungsquerschnitt hochtrapezförmig, größte Breite unmittelbar am Nabelrand (vergl. Oloriz 1977, Abb. 3 d). Flanken flach, Marginalrand gut gerundet. Externseite flach mit seichter, breiter Furche. Kiele nicht vorhanden (Marburger Exemplar).

Skulptur aus Rippen und Knoten. Rippen bis ca. 25 mm Dm kräftig, geschwungen, manche nebeneinander stehende an Intern- und Marginalknoten verbunden (1962 I 525). Mit zunehmendem Dm verblassen die Rippen, die Flankenmitte wird nahezu glatt. Gelegentlich ist zu erkennen, daß von einem Internknoten 2 Rippen ausgehen. Gegen die Externseite treten verschieden stark ausgebildete, sichelförmige Rippen hervor, die aus den externen Rippenteilen und den damit vereinigten Marginalknoten bestehen. Sie können bis an die Externfurche reichen. Die externe Flankenskulptur kann aber auch völlig fehlen. Rippchen, die bei den meisten *Hybonoticeras*-Arten von den Marginalknoten zur Externfurche ziehen, konnten nicht beobachtet werden.

Knoten treten am Nabelrand (Internknoten), an der Außenseite (Marginalknoten) und auf der Externseite auf. Internknoten setzen bei ca. 12 mm Dm ein (1962 I 525) und bleiben bis zum Ende erhalten. Knoten spitz, dornenförmig, die verbreiterte Basis z. T. deutlich nach rückwärts gerichtet. Die Marginalknoten werden vor den Internknoten ausgebildet (1962 I 525), sind bis ca. 25 mm Dm relativ

häufig, nehmen dann rasch an Zahl ab. Ab Dm 50—70 mm sind sie verschwunden. Knoten spitz, mit spiral verbreiterter Basis. Externknoten parallel zur Externfurche auf den innersten Windungen (20 mm Dm; Marburger Exemplar) vorhanden. Das Wohnkammerbruchstück des Marburger Exemplares zeigt keine Externknoten mehr. Die Sutur besitzt breite Sättel und schmale Loben.

Bemerkungen: Die Stücke aus Saal passen gut in die Variabilität der Art, besonders aber zu Abb. 3 in Berckhemer & Hölder (1959). Diese Autoren betrachten ihr Exemplar einer unbenannten Subspezies zugehörig, während wir eine weitere Artfassung bevorzugen.

Stratigraphische Verbreitung: Nach bisheriger Kenntnis scheint *H. pressulum* nur aus der unteren *subeumela*-Zone bekannt zu sein. Da die Saaler Funde von Arbeitern angeblich auf der ersten Abbauterrasse gemacht wurden (etwa 40 m über dem ursprünglichen Bruchtiefsten), müssen auf ihr zumindest teilweise Gesteine von *subeumela*-Alter anstehen (vergl. Zeiss 1968: 19; Meyer 1977 b: 20). Das Relief der Übergangskalke ist jedoch sehr stark (Barthel 1977) und das jüngste Alter dieser Kalke bisher noch nicht in situ fixiert.

## *Hybonoticeras knopi* (Neumayr)
Taf. 2, Fig. 8—9

* 1873 *Aspidoceras knopi* — Neumayr, S. 203, Taf. 43, Fig. 1—3.
1959 *Hybonoticeras knopi* (Neumayr) — Berckhemer & Hölder, S. 23, Taf. 1, Fig. 4; Abb. 4.
1959 *Hybonoticeras* sp. aff. *knopi* (Neumayr) — Hölder & Ziegler, S. 195, Taf. 20, Fig. 9.

Material: Steinkern eines halben Umgangs mit Abdruck der Innenwindungen (1978 I 8). Übergangskalke von Saal.

Maße:

| | Dm | Nw | Nw % | Wh | Wh % | Wb | Wb % | Ik |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1978 I 8 | 77* | 32 | 42 | 24* | 31 | 21 | 27 | 12 |

*Werte ergänzt
Zahl der Knoten auf dem Umgangsviertel zwischen Wh 19 und 22 mm: Mk 7; Ik 6.

Beschreibung: Gehäuse weitnabelig. Umgänge berühren einander nur wenig. Windungsquerschnitt gerundet hochtrapezförmig, größte Breite am inneren Flankendrittel (vergl. Oloriz 1977, Abb. 3 e). Flanken flach gewölbt. Nabelabfall steil, gegen Wohnkammer an Tiefe zunehmend. Externseite mit flach v-förmiger Furche, die beiderseits von einer Reihe Knötchen begleitet wird.

Die Skulptur ist stumpf und relativ grob. Auffallendste Elemente sind zwei Dornenreihen auf der Flanke, eine am Nabel, die andere marginal. Das Zahlenverhältnis äußere zu innere Dornen ist etwa 4 : 3. Die innere Dornenreihe liegt am Nabelrand, ihre Dornen sind schräg nach außen und nabelwärts gerichtet. Die Dornen sitzen Rippen auf, die an der Naht beginnen und auf der Nabelwand nach rückwärts ziehen. Am äußeren Flankenviertel steht die andere Reihe, deren Dornen in die entgegengesetzte Richtung zeigen. Erhalten sind im wesentlichen die Basen der Dornen, die spiral verlängert und in ihrer Stärke sehr ungleich ausgebildet sind. Auf die externen Knötchen wurde bereits hingewiesen.

Von jedem inneren Flankendorn zieht eine stumpfe Rippe in leichtem Schwung nach rückwärts, um an einem äußeren Flankendorn zu enden. Eine zweite Rippe, die ebenfalls am gleichen Innendorn beginnt, kann einen eigenen Außendorn besitzen oder auf den Außendorn der vorhergehenden Rippe zulaufen, so daß zwischen den Dornen eine Art Zick-Zack-Muster der Rippen ausgebildet wird. Von den Außendornen reichen zwei oder drei kurze Rippchen nach vorne, wo sie in die Knötchen übergehen, die die Externfurche begleiten.

Gegen die Mündung hin schwächt sich die Skulptur ab. Besonders deutlich ist dies bei den Rippen und den Externknötchen zu beobachten. Die Sutur weicht, so weit dies zu erkennen ist, nicht von der für *Hybonoticeras* typischen ab.

Bemerkungen: *H. knopi* scheint eine gut umgrenzbare Art zu sein. Das Stück von Saal paßt zwanglos zu den bisher abgebildeten Exemplaren. Es ist etwas evoluter und die Windungsbreite ist größer. Das mag aber an dem gleichen Phänomen liegen, das wir bereits bei der Beschreibung der Ammoniten von Laisacker bemerkten (Barthel & Schairer 1977): In Riffkalken hat keinerlei Setzung des Sediments stattgefunden, daher ist in ihnen die Erhaltung der Schalenform ohne jegliche Verdrückung möglich.

Stratigraphische Verbreitung: *H. knopi* wird von Berckhemer & Hölder aus der *subeumela*-Zone Baden-Württembergs angeführt. Hölder & Ziegler (1959) fanden die Art am Crussol (Ardèche) jedoch in einem Niveau, in dem schon *Taramelliceras prolithographicum* auftritt. Das Alter der Stotzen- und Übergangsschichten von Saal (Barthel 1977) läßt sich demnach mit *H. knopi* sicher ins Obere Kimmeridge einstufen. Ob jedoch über der *subeumela*-Zone hinaus noch *setatus*-Zone vorliegt, muß offen bleiben. *Hybonotum*-Zone kann zwar nicht völlig ausgeschlossen werden, ist aber unwahrscheinlich. Sie wurde erst in der überlagernden Korallenriff- und Riffschutt-Fazies nachgewiesen (S. 24).

### *Hybonoticeras hybonotum* (Oppel)

v* 1863 *Ammonites hybonotus* Opp. — Oppel, S. 254, Taf. 71, Fig. 1, 2.
v 1959 *Hybonoticeras hybonotum* (Oppel) 1863 — Barthel, S. 63, Abb. 7.

Material: Eine halbe Windung (Steinkern) aus dem Korallenriffkalk von Laisacker (1957 II 119). Ein Umgangsviertel (Abdruck) einer inneren Windung aus den Stotzenkalken von Graisbach (1970 I 199).

Beschreibung: Auf das Exemplar von Laisacker wurde ausführlich von Barthel (1959: 63) eingegangen.

Das Stück von Graisbach ist keineswegs ideal erhalten. Dennoch ist der typische, komprimierte Querschnitt (vergl. Oloriz 1977, Abb. 3 $a_1$), die marginale Dornenreihe, sowie die breite Furche mit kielartiger, scharfer Begrenzung und Knötchenreihen auf der Externseite zu erkennen.

Stratigraphische Verbreitung: *H. hybonotum* ist die Leitform des Unteren Untertithon. Die ersten Exemplare tauchen in den Röglinger Schichten auf, die Typusstücke stammen aus den Solnhofener Plattenkalken, die letzten erscheinen in den Mörnsheimer Schichten (Fesefeldt 1962: 57). Diese Schichtglieder entsprechen, als Solnhofen Formation zusammengefaßt, dem Unteren Untertithon in Bayern.

## Die Lokalitäten

### Graisbach

Eine ausführliche Beschreibung des Steinbruches von Graisbach hat FESEFELDT (1962: 52—53, Abb. 13) gegeben. Danach liegen über massigen Kalken geschichtete, schuttführende und plattige Kalke. Das massige Gestein dürfte nach unserer Meinung in tieferem Wasser (etwa 100 m) entstanden sein, ähnlich dem „Treuchtlinger Marmor" des Mittelkimmeridge. Für tieferes Wasser spricht das Fehlen von hermatypischen Korallen und die Gegenwart von Solitärkorallen. Das Gestein baute sich aus Schlamm, Schwämmen und Stromatolithen auf. Das „Riff" FESEFELDT's ist demnach ein „mud-mound" oder nach württemberger Sprachgebrauch ein „Stotzen".

Das Alter der Stotzen von Graisbach datierte FESEFELDT (1962: 53) durch einen unserer Funde — *T. prolithographicum* — als zeitgleich den Mörnsheimer Schichten. Die überlagernde Schichtfazies glaubte er den „Tagmersheimer Bänken (Schillkalkfazies)" zeitlich gleichstellen zu können. Dieses Schichtglied gehört bereits der Usseltal-Formation an, welche über der Solnhofen-Formation liegt. Dieser Auffassung schloß sich auch MEYER (1977 b: 32) an. Da wir inzwischen *G. lithographicum* und *N. steraspis* in den plattigen Kalken von Graisbach fanden, müssen auch diese noch zu den Mörnsheimer Schichten gerechnet werden. Das Absterben der Stotzen ereignete sich somit innerhalb der *lithographicum*-Subzone.

Die geschichteten Sedimente liegen so abrupt auf den Stotzen, daß zwischen deren Absterben und der erneuten Ablagerung ein Hiatus anzunehmen ist, während dessen die Abrasion der Stotzen erfolgte. Dieses Ereignis darf als Anheben der Stotzen in höhere Meeresbereiche interpretiert werden.

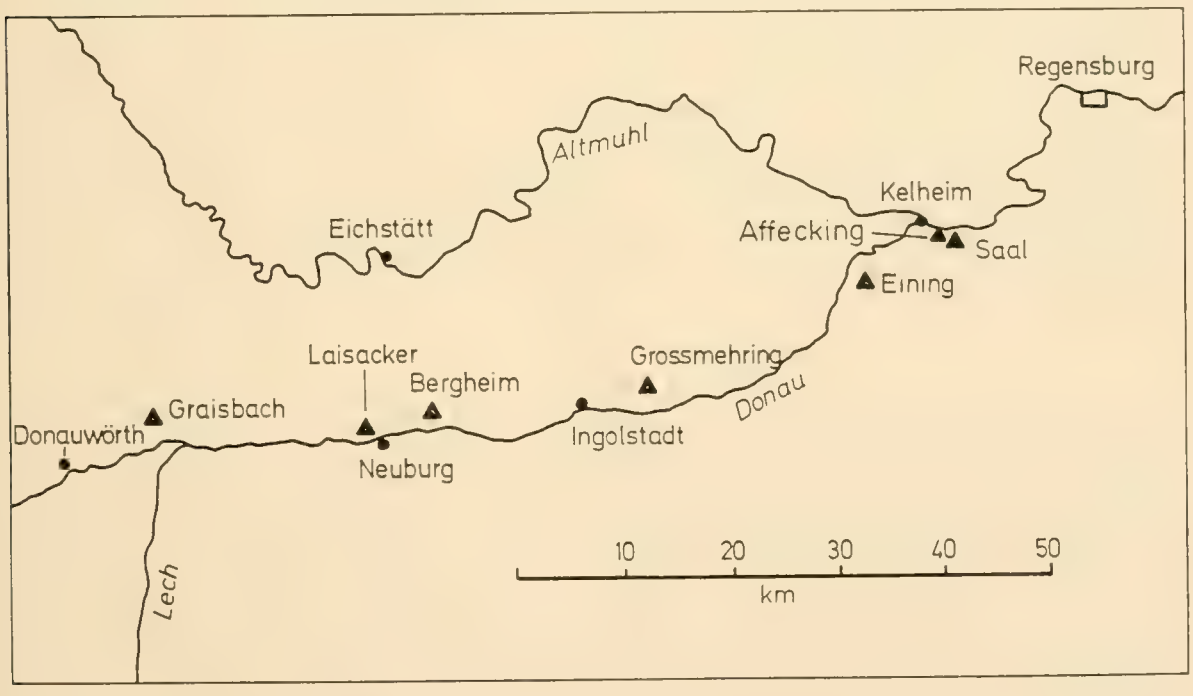



Abb. 1: Lageskizze der Ammoniten-Fundpunkte (Dreiecke).

Eine ähnliche Abrasionsfläche ist weiter im E, am Donauhang etwa 0,5 km der Globus-Werke (Neuburg/Do.) aufgeschlossen. Diese Stelle ist von GROISS (1963: 7) und STREIT (1963: 8) beschrieben worden. STREIT vermutet, daß die liegende Korallenriff- und Schuttfazies den Mörnsheimer Schichten angehört. Dies liegt nahe wegen der Riffe am Neuburger Schloßberg und der einstufbaren Riffe von Laisacker (s. unten). Die Schichtfazies, die auch hier mit Lücke (STREIT 1963: 8, Abb. 2) darüber folgt, könnte wie in Graisbach ein jüngerer Teil der Mörnsheimer Schichten sein. GROISS (1963: 11 f.) ordnete diese plattigen, mergeligen Kalke aufgrund der Mikrofauna den „Usseltal-Schichten" zu. STREIT (1963: 12) folgt zwar dieser Einstufung, ist jedoch nicht völlig überzeugt, weil faziell wenig Ähnlichkeiten mit letzteren bestehen.

Die Abrasionsflächen von Graisbach und Neuburg dürfen wir sicher als synchron entstanden annehmen. Selbst wenn wir die zahlreichen Störungen in Donau-Nähe berücksichtigen, spricht die ganze paläogeographische Situation für die Gleichzeitigkeit des Ereignisses und damit einer regionalen Anhebung des Meeresbodens im Verlauf der *lithographicum*-Subzone.

## Laisacker

Der kleine Steinbruch von Laisacker (2 km NE Neuburg/Do.) hat mindestens seit GÜMBEL's Zeiten (GÜMBEL 1889, 1891) reiche Riff-Faunen geliefert. SCHNEID (1915/16) gab von dort erstmals eine moderne Faunenliste.

Die stratigraphische Position dieses Korallenriffs mit seinen Schuttfächern wurde durch Funde von *G. gravesiana, H. hybonotum* und *N. steraspis* erst viel später erkannt (BARTHEL 1959, BARTHEL & SCHAIRER 1977). BARTHEL & SCHAIRER (1977: 112) nehmen an, daß die Korallen-Riffkalke von Laisacker ein Zeit-Äquivalent der Oberen Solnhofener Plattenkalke sind. Diese Vermutung hat auch ZEISS (in STREIT 1963: 9) schon geäußert. Der Hiatus von Graisbach und Neuburg fehlt in Laisacker, seine Entstehung ist wahrscheinlich „post-Laisacker".

Noch einige Bemerkungen zum Riff: Das Vorkommen von Laisacker wurde von BARTHEL, JANICKE & SCHAIRER (1971) als Fleckenriff, patch-reef, gedeutet. Rezente Fleckenriffe mit solch steilen Flanken wie in Laisacker konnte BARTHEL in der Hinterriff-Lagune von Belize (ehem. Britisch Honduras) in Augenschein nehmen. Andererseits ist wegen der länglichen Form und der Kleinheit des Riffes auch an einen Grat eines Grat-Rinnen-Systems (spurs-and-grooves) zu denken (BARTHEL 1977).

## Bergheim

Ein alter Bruch, etwa 2 km W Bergheim (E Neuburg/Do., an der Bundesstraße 16), erschließt dickbankige Kalke. Ein Kurzprofil dieses Aufschlusses gab FREYBERG (1964: 62; seine Ortsbezeichnung: 1,5 km SE Unterstall). Es handelt sich um Kalke und Mergelkalke mit Hornsteinlagen, die unweit von Riffen gebildet wurden wie eingeschlossener Schutt und Korallenreste belegen.

Außer dem hier abgebildeten *T. prolithographicum* (Taf. 1, Fig. 2; Slg. L. Fruth, München) erwähnt FREYBERG (1964: 62) *N. steraspis*, die beide sowohl für Obere Solnhofener Plattenkalke als auch Mörnsheimer Schichten sprechen könnten. Ein *Subplanites* cf. *reisi* (SCHNEID) weist die Schichten eher zu den letzteren.

Der bei Graisbach angeführte Hiatus über den Riffen ist hier nicht aufgeschlossen, wohl aber in Teufe 54,44 m der Bohrung Unterstall 1001 (Freyberg 1964: 62) angefahren worden.

## Großmehring

Der große Steinbruch im Steinberg, 1,5 km NE Großmehring (9 km E Ingolstadt), dient heute als Mülldeponie. Er erschließt Dolomit in einer Mächtigkeit von ca. 20 m. Das Gestein erscheint im allgemeinen massig, ist streckenweise aber stark zerklüftet. An einigen Stellen sind Bereiche mit undeutlicher Bankung zu erkennen. Das Einfallen der Schichtung wechselt rasch auf geringe Entfernung und ist immer von den massig erscheinenden Teilen weggerichtet. Es ist zu vermuten, daß hier ein Komplex mehrerer kleiner Riffe oder Stotzen mit zugehöriger Übergußschichtung erschlossen ist. Der Aufbau entspricht dem von Laisacker (Barthel et al. 1971).

Der Dolomit ist meist fossilarm bis fossilleer, nur an wenigen Stellen gibt es stärkere Fossilanreicherungen. Die Fauna enthält insbesondere zahlreiche Bivalven- und Gastropoden-Arten. Cephalopoden sind äußerst selten (Schnittmann 1959/60; Schairer & Yamani 1973; Yamani & Schairer 1975).

Für die zeitliche Einstufung des Dolomits vom Steinberg ist *Usseliceras (U.)* aff. *franconicum* von besonderer Bedeutung. Wie auf S. 18 erläutert wird, ist zu vermuten, daß es sich um einen Perisphinctiden der Mörnsheimer Schichten handelt.

## Eining

Der aufgelassene Bruch an der Straße nach Weltenburg, 1,5 km N Eining erbrachte bei einer Diplom-Kartierung (W. Adelhardt 1965) zwei und bei weiteren Aufsammlungen noch 4 Gravesien (2 davon wurden von Dr. Lochmüller gefunden und der Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. überlassen). In dem Bruch sind wenige dünnplattige und mergelige Weltenburger Schichten über gleitgefalteten Hopfental-Schichten (Fay 1976; s. a. Schmidt-Kaler 1968: 30) erschlossen. Aus welchem der Schichtglieder die Gravesien stammen ist unsicher.

Wir führen diese Funde aus der geschichteten Fazies hier an, weil sie eine verhältnismäßig tiefe Position gegenüber den Weltenburger Riffen einnehmen und deshalb indirekt zu deren Altersstellung Aussagen geben. Nach Hahn (1963: 106) fällt die Hauptverbreitung der Gravesien in Süddeutschland in die Mörnsheimer Schichten bzw. deren zeitliche Äquivalente. Alle *Gravesia*-Arten sollen nebeneinander vorkommen.

## Affecking

In der Münchner Sammlung liegt der Rest einer *Gravesia* (1965 II 7) aus der Umgebung dieses Ortes. Soweit sich erkennen läßt, stehen die UR relativ dicht und spalten überwiegend in 3 SR auf. Es handelt sich nicht um einen typischen Vertreter von *G. gigas* oder *gravesiana*.

Der genaue Fundpunkt läßt sich nicht mehr ermitteln. Nach dem Gestein wurde das Stück aus den Weltenburger Schichten geborgen. Für die Stratigraphie gilt das für Eining gesagte. Bei dem Fund handelt es sich um eines der am weitesten im E geborgenen Exemplare von *Gravesia* (vergl. Zeiss 1964, Abb. 1).

## Saal

Der riesige Steinbruch der Süddeutschen Kalkstickstoffwerke in Saal bei Kelheim erschließt Schichten des Mittelkimmeridge (Weißer Jura Delta) bis tiefen Untertithon (Weißer Jura Zeta). Schon im Mittelkimmeridge sind Riff- und Echinodermenschuttkalke mit Korallen ausgebildet, unter denen Schwammkalke folgen (durch Bohrung erschlossen; MEYER 1974, 1977 a, b). Nach MEYER (1977 b: 22) handelt es sich bei den Riffschuttkalken um die Grobschuttfazies von Hydrozoen-Korallen-Riffen, in die sich im Bereich der Grenze Kimmeridge-Tithon Korallen-Spongiomorphiden-Rifflinsen einschalten (MEYER 1977 a: 52).

BARTHEL (1977) untersuchte eingehend die im Saaler Bruch erschlossenen Riffbildungen. Dabei konnte er feststellen, daß die Riffe sich im einzelnen unterscheiden. So wird der untere Teil der im Bruch erschlossenen massigen Gesteine aus Schwammstotzenkalken aufgebaut, denen sich gegen oben zusehends plattige Korallen (*Microsolena* und Verwandte) einschalten.

Ein tiefes Relief, dessen Kuppen die erste Bruchterrasse noch überragt, wird in der Folge durch Korallen-Riffschutt-Kalk (*Diceras*-Kalk) ausgefüllt. Das Relief läßt sich nicht durch Stotzenwachstum erklären, sondern muß erosiv angelegt sein (BARTHEL 1977). Dies und die Zunahme der plattigen Korallen sind Anzeichen einer Anhebung des Meeresbodens. Die Zeit der Anhebung muß im höchsten Kimmeridge und vielleicht noch im tiefsten Untertithon vor sich gegangen sein. Denn die S. 18 beschriebenen *Hybonoticeras pressulum* und *H. knopi* stammen — auch dem Gestein nach — noch aus den Stotzenkalken.

Erst nach Anhebung des Meeresbodens begannen die ästigen Korallen und ihre Begleitfauna auf den Stotzen-Restkuppen zu siedeln und große Schuttmengen zu produzieren. Aus dem Korallenriffschutt 20 m über der ersten Terrasse gelang es Prof. Dr. A. v. HILLEBRANDT (Berlin) ein *Neochetoceras steraspis* in situ zu entnehmen (FAY 1976: 54; BARTHEL & SCHAIRER 1977: 112). Das Wachstum der Korallenriffe begann somit auch hier relativ spät, vermutlich gegen Beginn der *hybonotum*-Zone.

Der Anhebungs-Hiatus erscheint also im E etwas früher als im W. Das Wachstum der Korallenriffe setzt jedoch später ein als von ZEISS (1968) angenommen. Er erkannte zwar die Anhebung, unterschied aber nicht zwischen Stotzen und Korallenriff.

## Überblick

Wir können feststellen, daß im Raum zwischen der Lechmündung und Neuburg/Do. im tieferen Untertithon Hiatus entstanden, die durch Anhebung des Meeresbodens verursacht wurden. Betroffen waren davon sowohl Bereiche des tieferen (Graisbach, S. 21) als auch des flachen Wassers (Neuburg/Do., S. 22). Das bestehende starke submarine Relief und die späteren tektonischen Ereignisse erschweren zwar die Interpretation, doch ist zumindest bei Graisbach und Bergheim/Unterstall (S. 22) eine Fixierung durch leitende Ammoniten möglich.

Die Hiatus-Bildung, der „uplift", spielte sich im Verlauf der *hybonotum*-Zone, genauer in deren *lithographicum*-Abschnitt, ab. Das Wachstum der Korallenriffe ist von E nach W für diesen Zeitabschnitt sicher bis in die Gegend von Neuburg/Do. zu verfolgen. Von dort scheint der Saum der Korallenriffe nach NW zu

ziehen. Gegen W, entlang der Donau, mehren sich Anzeichen tieferen Wassers und damit des Stotzenwachstums, z. B. bei Graisbach. Leider besitzen wir aus dem Raum Ingolstadt und E davon, bis nahe Kelheim, keine so sicheren Datierungen. Bei Großmehring (S. 23) ist anhand von Perisphinctiden für die dortigen Korallenriffe und deren Schutt *lithographicum*-Alter anzunehmen.

Erst in der weiteren Umgebung von Kelheim gelingt wieder eine bessere Einstufung der Schichten. Außerdem ist hier auch ein Hiatus auszumachen und der Beginn des „uplift" ist durch den wachsenden Anteil an plattigen Korallen am Stotzenaufbau einigermaßen zu fassen. Die Bewegungen haben im oberen Kimmeridge, etwa mit der *subeumela*-Zone eingesetzt. Zugleich wurden die flächigen Stotzen reliefiert. Das darauf folgende Korallenwachstum hat frühestens zur Zeit der *setatus*-Zone, wahrscheinlicher aber in der frühen *hybonotum*-Zone begonnen.

Die Verbreitung der Korallenriffe längs der Donau hat sich ziemlich schnell von E (Böhmische Masse) nach W (Riesrand) vollzogen. Während im E die Hauptverbreitung der Korallen in den tieferen Teil der *hybonotum*-Zone fällt, liegt sie im W vor allem im mittleren und, in geringerem Maß, im höheren Abschnitt dieser Zone.

## Nachtrag

Nach Drucklegung wurden in den Steinbrüchen von Großmehring und Saal weitere Ammoniten gefunden. Herr H. Haberl, Ingolstadt, überließ der Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. ein *Lithacoceras* aff. *ulmense* (Oppel) von Großmehring, wofür wir ihm herzlich danken. Von dort stammt auch der Rest eines *Ochetoceras*. In den Privatsammlungen der Herren R. Egger, Saal, und J. Sylla, München, befinden sich Exemplare von *Hybonoticeras beckeri* (Neumayr) und *H. pressulum* (Neumayr). Sie wurden im Saaler Bruch auf Sohle 4 (derzeit tiefste Abbausohle) geborgen und belegen Oberkimmeridge-Alter (Weißer Jura Epsilon) auch für diesen Bereich (S. 24).

## Schriftenverzeichnis


Adelhardt, W. (1965): Erläuterungen zur geologischen Karte des Blattes Neustadt a. d. Donau, NE-Quadrant, 1 : 25 000. — Dipl.-Arb. (Manuskript): 60 + IX S., 7 Taf. 1 geol. Karte, 3 Abb.; München.

Barthel, K. W. (1959): Die Cephalopoden des Korallenkalks aus dem oberen Malm von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau. I. *Gravesia, Sutneria, Hybonoticeras.* — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **108**: 47—74, Taf. 5—6, 7 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

Barthel, K. W. (1977): A spur and groove system in Upper Jurassic coral reefs of Southern Germany. — Proc. 3. Int. Coral Reef Symp. Univ. Miami: 201—208, 4 Abb.; Miami, Florida, USA.

Barthel, K. W.; Janicke, V. & Schairer, G. (1971): Untersuchungen am Korallen-Riffkomplex von Laisacker bei Neuburg a. D. (unteres Untertithon, Bayern). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1971**, 1: 4—23, 10 Abb.; Stuttgart.

Barthel, K. W. & Schairer, G. (1977): Die Cephalopoden des Korallenkalks aus dem oberen Jura von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau. II. *Glochiceras, Taramelliceras, Neochetoceras* (Ammonoidea). — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **17**: 103—113, Taf. 9—10, 2 Abb.; München.

Berckhemer, F. & Hölder, H. (1959): Ammoniten aus dem oberen Weißen Jura Süddeutschlands. — Beih. Geol. Jb., **35**: 3—135, Taf. 1—27, 89 Abb.; Hannover.

Fay, M. (1976): Riffnahe Resedimente im Raum Kelheim: Lithologie, Genese und stratigraphische Bemerkungen. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **152**, 1: 51—74, 5 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.

Fesefeldt, K. (1962): Schichtenfolge und Lagerung des oberen Weißjura zwischen Solnhofen und der Donau (Südliche Frankenalb). — Erlanger geol. Abh., **46**: 80 S., 30 Abb., 1 Taf., 1 geol. Karte; Erlangen.

Fontannes, F. (1879): Description des Ammonites des calcaires du Chateau de Crussol — Ardèche (Zones à *Oppelia tenuilobata* et *Waagenia Beckeri*) — XI + 123 S., 13 Taf.; Paris, Lyon (Savy, Georg).

Freyberg, B. v. (1964): Geologie des Weißen Jura zwischen Eichstätt und Neuburg/Donau (Südliche Frankenalb). — Erlanger geol. Abh., **54**: 97 S., 10 Taf., 18 Abb., 1 geol. Karte; Erlangen.

Groiss, J. Th. (1963): Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Juragebiet westlich von Neuburg an der Donau. — Erlanger geol. Abh., **48**: 53 S., 3 Taf., 11 Abb.; Erlangen.

Gümbel, C. W. v. (1889): Kurze Erläuterungen zu dem Blatte Ingolstadt (No. XV) der geognostischen Karte des Königreichs Bayern. — 34 S., 1 geol. Karte; Cassel (Fischer).

Gümbel, C. W. v. (1891): Geognostische Beschreibung der fränkischen Alb (Frankenjura) mit dem anstoßenden fränkischen Keupergebiete. In: Geognostische Beschreibung des Königreichs Bayern, 4. Abt.: 763 + IX S., 115 Abb., 1 geogn. Übersichtskarte; Kassel (Fischer).

Hahn, W. (1963): Die Gattung *Gravesia* Salfeld (Ammonoidea) im Oberjura Mittel- und Nordwesteuropas. — Palaeontographica, A, **122**, 1—3: 90—110, Taf. 9—13, 14 Abb., 7 Tab.; Stuttgart.

Hölder, H. & Ziegler, B. (1959): Stratigraphische und faunistische Beziehungen im Weißen Jura (Kimeridgien) zwischen Süddeutschland und Ardèche. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **108**, 2: 150—214, Taf. 17—22, 8 Abb.; Stuttgart.

Meyer, R. K. F. (1974): Ammoniten aus den Kelheimer Riffkalken und der Kelheimer Wanne. — Geol. Bl. NO-Bayern, **24**, 1/2: 92—100, 5 Abb.; Erlangen.

Meyer, R. K. F. (1977 a): Mikrofazies im Übergangsbereich von der Schwammfazies zur Korallen-Spongiomorphiden-Fazies im Malm (Kimmeridge — Tithon) von Regensburg bis Kelheim. — Geol. Jb., A, **37**: 33—69, 5 Taf., 1 Abb., 2 Tab.; Hannover.

Meyer, R. K. F. (1977 b): Stratigraphie und Fazies des Frankendolomits und der Massenkalke (Malm). 3. Teil: Südliche Frankenalb. — Erlanger geol. Abh., **104**: 40 S., 5 Taf., 10 Abb.; Erlangen.

Neumayr, M. (1873): Die Fauna der Schichten mit *Aspidoceras acanthicum*. — Abh. k. k. geol. Reichsanst., **5**: 141—259, Taf. 31—43; Wien.

Oloriz, F. (1977): *Hybopeltoceras*, ein neuer Hybonoticeratide (Ammonoidea) aus dem oberen Jura der Betischen Kordilleren (Subbetische Zone), Andalusien, Südspanien. — Stuttgarter Beitr. Naturk., Ser. B, **32**: 1—9, 1 Taf., 4 Abb.; Stuttgart.

Oppel, A. (1863): Über jurassische Cephalopoden. — Paläont. Mitt. Mus. kgl. bayer. Staates, **3**: 163—266, Taf. 51—74; Stuttgart.

Schairer, G. & Yamani, S.-A. (1973): Ammoniten aus dem Dolomit von Großmehring bei Ingolstadt (Untertithon, Südliche Frankenalb, Bayern). — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **13**: 19—29, Taf. 2, 2 Abb.; München.

Schmidt-Kaler, H. (1968): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 7136 Neustadt a. d. Donau: 167 S., 6 Taf., 34 Abb., 1 geol. Karte; München.

Schneid, Th. (1915/16): Die Geologie der fränkischen Alb zwischen Eichstätt und Neuburg a. D. I. Stratigraphischer Teil. — Geogn. Jh., **27** (1914): 59—172, Taf. 1—9, 1915; **28** (1915): 1—61, 1 Abb., 1916; München.

Schnittmann, F. X. (1959/60): Die Versteinerungen der Steinbrüche im Dolomit des südlichen Frankenjuras zwischen Ingolstadt und Neustadt. — Acta Albertina Ratisbonensia, **23**, 1: 36—40; Regensburg.

Streit, R. (1963): Faziesverhältnisse und Lagerung des Weißen Jura auf Blatt Burgheim Nord (Südliche Frankenalb). — Erlanger geol. Abh., **51**: 30 S., 1 Taf., 10 Abb., 1 geol. Karte; Erlangen.

Yamani, S.-A. & Schairer, G. (1975): Bivalvia aus dem Dolomit von Großmehring bei Ingolstadt (Untertithon, Südliche Frankenalb, Bayern). — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **15**: 19—27, Taf. 3, 4 Abb.; München.

Zeiss, A. (1964 a): Zur Stratigraphie des Untertithon der Südlichen Frankenalb. — Coll. Jurass. Luxembourg 1962, C.-R. Mém.: 619—627; Luxembourg.

Zeiss, A. (1964 b): Zur Verteilung der Gattung *Gravesia* im Malm ζ der Südlichen Frankenalb. — Geol. Bavarica, **53**: 96—101, 1 Abb.; München.

Zeiss, A. (1968): Untersuchungen zur Paläontologie der Cephalopoden des Unter-Tithon der Südlichen Frankenalb. — Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abh., N. F., **132**: 190 S., 27 Taf., 17 Abb., 6 Tab.; München.

Zeiss, A. (1977): Jurassic stratigraphy of Franconia. — Stuttgarter Beitr. Naturk., Ser. B, **31**: 1—32, 8 Abb., Stuttgart.

Ziegler, B. (1958): Monographie der Ammonitengattung *Glochiceras* im epikontinentalen Weißjura Mitteleuropas. — Palaeontographica, A, **110**, 4—6: 93—164, Taf. 10—16, 66 Abb.; Stuttgart.

Ziegler, B. (1977): The „White" (Upper) Jurassic in Southern Germany. — Stuttgarter Beitr. Naturk., Ser. B, **26**: 1—79, 11 Taf., 42 Abb.; Stuttgart.

## Tafelerklärungen

### Tafel 1

Fig. 1: *Taramelliceras* sp. nov., Mörnsheimer Schichten, Graisbach. 1963 I 386. × 1.

Fig. 2—3: *Taramelliceras prolithographicum* (Fontannes):

2: *lithographicum* — Subzone, Steinbruch ca. 1,5 km W Bergheim östl. Neuburg a. d. Donau. Slg. L. Fruth, München. × 0,7.

3: Mörnsheimer Schichten, Graisbach. 1978 I 3. × 0,7.

Fig. 4: *Gravesia* sp., *hybonotum*-Zone, Steinbruch ca. 1,5 km N Eining. 1965 XXIII 34. × 0,5.

Fig. 5: *Glochiceras (Paralingulaticeras) lithographicum* (Oppel), Mörnsheimer Schichten, Graisbach. 1962 I 526. × 1.

Fig. 6: *Usseliceras (Usseliceras)* aff. *franconicum* Zeiss, Mörnsheimer Schichten, Steinberg 1,5 km NE Großmehring bei Ingolstadt. 1972 I 154. × 0,7.

Phot. M. Dressler

### Tafel 2

Fig. 1—2: *Neochetoceras steraspis* (Oppel) — *mucronatum* Berckhemer & Hölder, Mörnsheimer Schichten, Graisbach. 1978 I 6. × 1.

1: Seitenansicht.

2: Ansicht der Externseite mit den scharfen Marginalkanten.

Fig. 3: *Neochetoceras steraspis* (Oppel), *hybonotum*-Zone, Saal. 1962 I 523. × 1,5.

Fig. 4—7: *Hybonoticeras pressulum* (Neumayr), *subeumela*-Zone, Saal.

4: Plastikabdruck. 1962 I 525. × 0,75.

5: Plastikabdruck. 1962 I 524. × 0,7.

6: Wohnkammer-Steinkern. Marburg. × 0,75.

7: Ansicht der Externseite des Marburger Exemplares. × 0,8.

Fig. 8—9: *Hybonoticeras knopi* (Neumayr), *subeumela*-Zone, Saal. 1978 I 8.

8: Ansicht der Externseite. × 0,8.

9: Seitenansicht. × 1.

Phot. M. Dressler

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. 18 29—37 München, 30. 12. 1978

# Die Lochwaldschicht zwischen Kühberg (an der Wertach) und Pfronten im Allgäu

Von Gabor Scholz*)

Mit 2 Abbildungen


## Kurzfassung

Im Sommer 1977 wurden 31 Aufschlüsse der Lochwaldschicht zwischen Kühberg/Wertach und Pfronten-Kappel (Allgäu) untersucht. Aus den neu ermittelten sedimentologisch-faunistischen Daten haben sich folgende Erkenntnisse ergeben:

1. Die im Untersuchungsgebiet nur maximal 80 cm mächtige Lochwaldschicht ist als autochthones (lokalerweise höchstens parautochthones) Flachwassersediment des Alb anzusehen.

2. Die Faunenakkumulation vertritt nicht das ganze Alb. Es sind nur Fossilien der *regularis*-Subzone, der höheren *mammillatum*-Zone und der *bergeri*-Subzone des Vracon anzutreffen.

3. Als Ursache für das Fehlen mehrerer Ammoniten-Subzonen, bzw. -Zonen sind im Ablagerungsraum mehrmals aufgetretene Omissionsphasen (Nichtabsatz) anzunehmen.

## Abstract

A study of 31 outcrops of the Lochwaldschicht between Kühberg/Wertach and Pfronten-Kappel (Allgäu) yielded the following results:

1) The Lochwaldschicht represents an autochthonous (in places possibly parautochthonous) shallow-water deposit of Albian times. Within the study area, its thickness does not exceed 80 cm.

2) The accumulated fauna does not represent all zones of the Albian: only fossils of the *regularis* subzone, the upper *mammillatum* zone, and the *bergeri* subzone of the Vraconian were found.

3) The absence of fossils of several ammonite zones and subzones ist due to repeated phases of non-deposition.


*) Dr. G. Scholz, Institut für Geologie u. Paläontologie der Universität, Sigwartstr. 10, 7400 Tübingen.

## 1. Einleitung

Faunenakkumulationen von phosphatisierten Fossilien zwischen Brisisandstein und Seewerkalk sind in der helvetischen Kreidefazies schon länger bekannt. Diese, meist nur wenige cm mächtigen Fossillager führen überall gemischte Alb-Faunen, deren biostratigraphische Reichweite erhebliche lokale Schwankungen aufweist. Mancherorts sind mehrere solche Fossilbänke — getrennt durch Schichten ohne Faunenakkumulation — manchmal aber nur eine einzige zu finden. Der 1977 untersuchte helvetische Kreidezug östlich des Grünten (Allgäu) gehört dem letztgenannten Profiltyp an. Die in diesem Gebiet 30—50 cm dicke Fossilbank wurde von Reiser (1920) als „Kletzenschicht" bezeichnet. Für ähnliche, ebenfalls zwischen Brisisandstein und Seewerkalk eingelagerte Kondensationshorizonte sind auch die Namen „Lochwaldschicht" (Jacob & Tobler 1906) und „Plattenwaldschicht" (Heim 1934) eingeführt worden. Heim (1934) hat die drei Namen nur wegen des verschiedenen Fossilinhalts der betroffenen Bildungen aufrechterhalten. Da aber für lithostratigraphische Einheiten in erster Linie nicht der Fossilinhalt, sondern die Lithologie und die Lagerungsverhältnisse maßgebend sind, sind Lochwald-, Kletzen- und Plattenwaldschicht synonyme Begriffe, wobei der älteste Name — Lochwaldschicht — die Priorität haben sollte. Aufgabe der Biostratigraphie bleibt es, die gebietsweise oft recht verschiedene stratigraphische Reichweite der einzelnen lithologischen Einheiten zu ermitteln.

Von der Lochwaldschicht des Gebietes östlich des Grünten haben Kockel (1922) und Heim (1934) behauptet, daß es sich bei dieser Fossilbank um ein Kondensationslager handelt, dessen Fauna das ganze Alb vertritt. Demgegenüber waren Reiser (1920) und Richter (1924) der Meinung, daß die Entstehung der Lochwaldschicht auf Umlagerung der Albsedimente während des Cenomans beruht.

Die letzten Angaben über die Lochwaldschicht dieses Gebietes finden sich in der unveröffentlichten Diplomarbeit von H. Lange (München, 1966). Ihm gebührt das Verdienst einen sehr ergiebigen neuen Fossilien-Fundort gefunden und eine durchaus richtige Profilbeschreibung gegeben zu haben.

Verfasser hat im Jahre 1977 — mit der finanziellen Unterstützung der DFG — die Revision des helvetischen Alb begonnen. Im Rahmen dieser Arbeit wurden u. a. 31 Aufschlüsse der Lochwaldschicht zwischen Kühberg/Wertach und Pfronten-Kappel untersucht. Insgesamt 248 Ammoniten und Inoceramen wurden gesammelt. Weiterhin wurden mehrere hundert Fossilien, die wegen ihres Erhaltungszustandes nicht aus dem Gestein herausgeholt werden konnten, an Ort und Stelle bestimmt.

In dieser Arbeit sind die neu gewonnenen sedimentologisch-paläontologischen Daten, sowie eine kritische Auswertung der früheren Angaben über Entstehung und Alter der Lochwaldschicht dargestellt.

## 2. Beschreibung der Lochwaldschicht des Gebietes östlich des Grünten

### 2.1 Topographie und Aufschlußverhältnisse

Die Gesteine der helvetischen Kreide treten im Untersuchungsgebiet als schmaler, nahezu in Ost-West-Richtung verlaufender Gürtel am Nordrand der Allgäuer Alpen zutage. Die etwa 12 km lange helvetische Fazieszone beginnt am Kühberg (westlich der Wertachenge) und setzt sich dann über die Gebirge: Gsäng — Reuter-

wannekopf — Auf der Blöße — Auf dem Grat — Alpspitz — Kappelkopf — Hündeleskopf — bis zu den ruinengekrönten Erhebungen der Freyberg-Eisenberg-Gruppe weiter nach Osten fort. Diese nördliche Randkette ist orographisch durch die Quertäler der Wertach und des Reichenbaches in drei Teile gegliedert. Die Freyberg-Eisenberg-Gruppe ist von den Gebirgen um Pfronten-Kappel durch eine breite, trockene Talsenkung getrennt.

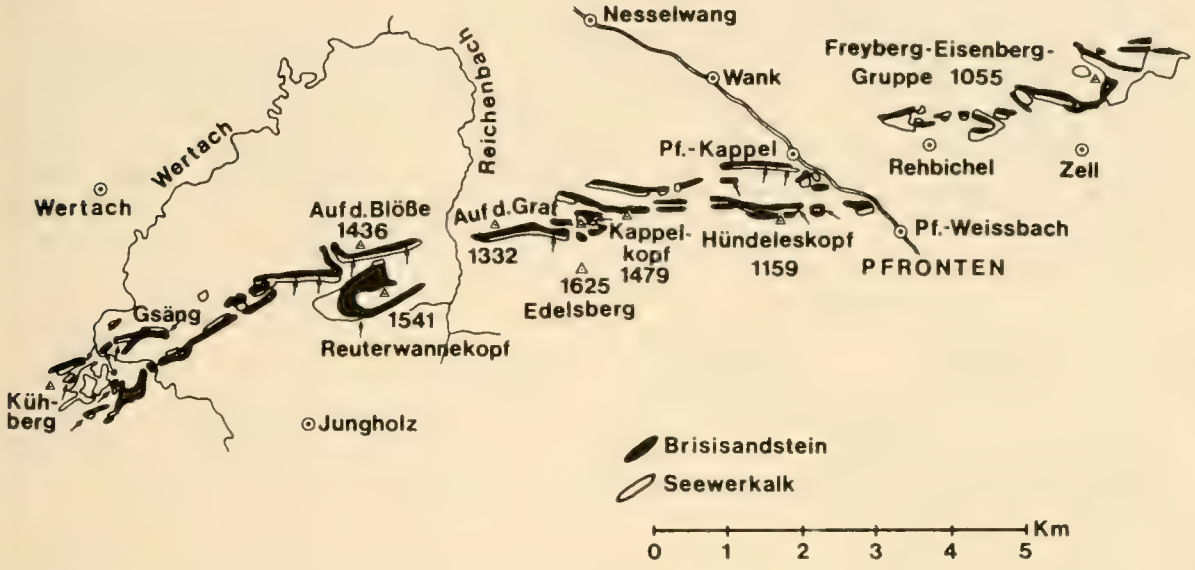



Abb. 1: Die wichtigsten Aufschlüsse bzw. Fossilfundorte der Lochwaldschicht im Untersuchungsgebiet (s. Pfeile, mit Stern ist der Fundpunkt von H. Lange, 1966 gekennzeichnet). Als Unterlage wurde die geologische Karte von Reiser (1920) verwendet, die bis heute die beste Darstellung dieses Gebietes ist.

Die Schichten fallen im allgemeinen steil nach Süden ein. Besonders die Schichtenfolge Brisisandstein-Lochwaldschicht-Seewerkalk ist häufig beinahe senkrecht gestellt. Die Gesteine dieser Schichtenfolge bilden gewöhnlich steile Wände und scharfe Grate und treten dadurch deutlich hervor. Die steilen Wände bieten gute Aufschlüsse, indem größere Schichtoberflächen aufgeschlossen sind. Glücklicherweise findet man die Lochwaldschicht meist freistehend an die Seewerkalkwände „angeklebt". Die obersten Brisisandsteinschichten sind nämlich mergelig gebunden und bröckeln wie ein alter Putz von der darüberliegenden, härteren Lochwaldschicht ab.

Innerhalb der helvetischen Fazieszone wiederholt sich die Brisisandstein-Lochwaldschicht-Seewerkalk-Schichtenfolge von Norden nach Süden zwei- bis dreimal: Im allgemeinen zweimal im Gebiet westlich des Reichenbaches und dreimal im Kreidezug östlich des Reichenbachgrabens.

Im Höhenzug der Freyberg-Eisenberg-Gruppe ist der Grenzbereich zwischen Brisisandstein und Seewerkalk — und damit die Lochwaldschicht — nirgends aufgeschlossen.

Im eigentlichen Untersuchungsgebiet, zwischen Kühberg und Pfronten-Kappel, sind die fazielle und faunistische Beschaffenheit der Lochwaldschicht praktisch überall gleich. Nur die Mächtigkeit und das Ausmaß der Faunenanreicherung zeigen geringfügige, lokale Schwankungen. Diese Verhältnisse machen es möglich, die Schichtenfolge zusammenfassend darzustellen.

## 2.2 Die Schichtenfolge (s. Abb. 2)

Aus den typischerweise feinkörnigen, quarzitisch oder nur schwach mergelig gebundenen, harten Schichten des Brisisandsteines geht kontinuierlich ein 20—30 cm dicker, glaukonitischer, mergelig gebundener Sandstein (Horizont A) hervor, der grobkörniger und weicher ist als sein Liegendes. Im Handstück kann man einzelne bis 0,8 cm große dunkle Phosphoritkörner sowie vereinzelt bis 0,3 cm große, abgerundete Quarzkomponenten erkennen.

Der Glaukonitgehalt sowie die Menge und Größe der Phosphoritkörper nehmen nach oben hin rasch zu. Gleichzeitig treten massenhaft verschiedene Makrofossilien (Ammoniten, Bivalven, Gastropoden, Brachiopoden, Einzelkorallen) auf, deren Steinkerne aus dem gleichen dunklen, phosphorithaltigen Material bestehen wie die amorphen Knollen (Horizont B). Im etwa 20—25 cm mächtigen Horizont B nimmt der Kalkgehalt nach oben hin allmählich zu, während die Größe der Phosphoritknollen abnimmt.

Durch diese Vorgänge entsteht eine etwa 15 cm dicke Schicht (Horizont C), die in der Regel nur noch haselnußgroße Phosphoritknollen führt und deren Grundmasse nicht mehr aus mergelig gebundenem Sandstein, sondern aus einem Seewerkalk-artigen, nur leicht sandigen Material besteht. Neben den bisherigen schwärzlich-braunlichen Fossilien findet man in diesem Horizont auch solche, die aus einem helleren, weniger phosphatisierten Material bestehen.

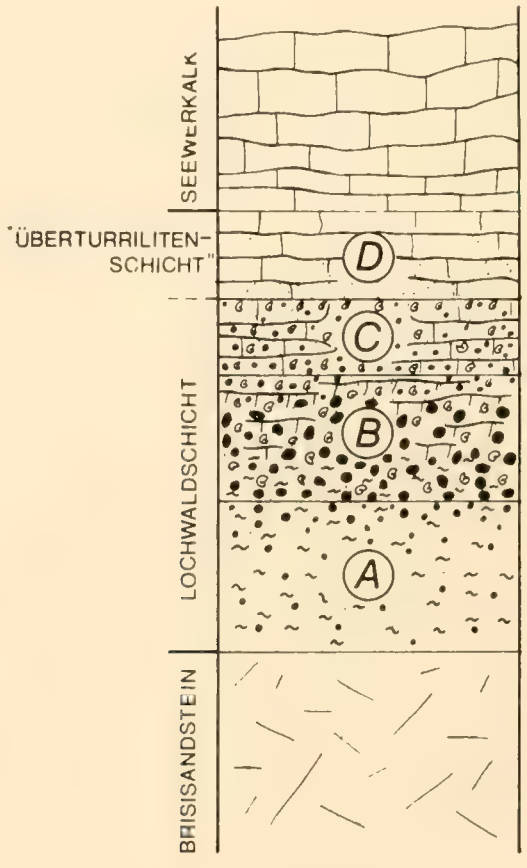



Abb. 2: Schematisches Profil der Lochwaldschicht zwischen Kühberg/Wertach und Pfronten-Kappel (Allgäu).

Die Abnahme der Phosphoritknollen und des Sandgehaltes geht weiter und auf den Horizont C folgt ein 10—20 cm dickes Schichtpaket, das in einer Seewerkalk-artigen Grundmasse nur noch Glaukonit und etwas Feinsand führt (Horizont D).

Durch völliges Verschwinden des Glaukonit- und Sandgehalts gehen die ersten typischen Seewerkalkbänke kontinuierlich aus dem Horizont D hervor.

Es soll nochmals betont werden, daß nicht nur die Grenzen zum Liegenden bzw. zum Hangenden eine kontinuierliche Sedimentation aufweisen; auch zwischen den hier ausgesonderten Abschnitten der Lochwaldschicht sind fließende sedimentologische Übergänge zu beobachten. Es gibt also im Profil zwischen Brisisandstein und Seewerkalk keinen Anhaltspunkt für Trockenlegung oder Denudation. Auch Hard-Ground-Flächen konnten nicht beobachtet werden. Nur mit Hilfe der Fossilien ist es möglich innerhalb dieses scheinbaren Kontinuums der Lochwaldschicht größere Sedimentationslücken nachzuweisen.

## 3. Die Fossilführung

Makrofossilien treten erst im Übergangsbereich der Horizonte A und B auf. Im Horizont A selbst, der nur kleine und relativ wenige Phosphoritknollen führt, wurden keine Megafossilien gefunden. Die Fauna besteht aus Ammoniten, Belemniten, Bivalven, Gastropoden, Brachiopoden und Einzelkorallen. Kalkige Wurmröhren sind ebenfalls häufig zu finden. Die Versteinerungen liegen meist als dunkle, phosphorithaltige Steinkerne vor, deren Erhaltungszustand oft recht schlecht ist. Besonders Ammoniten mit loser Aufrollung liegen sehr fragmentarisch vor; auch unter den Muscheln findet man gewöhnlich nur Bruchstücke der Wirbelregion. Viele der Ammoniten bzw. deren Fragmente sind auf der einen Seite deutlich stärker korrodiert als auf der anderen.

Unter den Ammoniten sind folgende Formen erfaßt worden:

*Protetragonites aeolus aeoliformis* (Fallot) — selten
*Partschiceras baborense* (Coquand) — selten
*Hypophylloceras* div. sp. — sind überall zu finden, jedoch nicht häufig
*Hamites* div. sp. — aus der *H. praegibbosus-pseudattenuatus*-Gruppe, ziemlich häufig
*Anisoceras* div. sp. — aus der „*Protanisoceras*“ *raulinianum-cantianum*-Gruppe, ziemlich häufig
*Rossalites* sp. aff. *oweni* Casey — selten
*Desmoceras latidorsatum* (Mich.) — ziemlich häufig
*Puzosia* div. sp. — ziemlich häufig
*Anadesmoceras* sp. — selten
*Beudanticeras newtoni* Casey — Die Gattung *Beudanticeras* kommt massenhaft vor und macht allein etwa 40—50 % der Ammonitenfauna aus
*B. dupinianum* (D'Orb.)
*B. („Uhligella“)* div. sp.
*Douvilleiceras mammillatum* (Schloth.) — sehr häufig
*Cleoniceras* sp. — selten

*Pseudosonneratia* cf. *crassa* CASEY — selten
*Hypacanthoplites* sp. — sehr selten
*Protohoplites (Hemisonneratia)* cf. *puzosianus* (D'ORB.) — selten
*P. (H.)* cf. *gallicus* (BREISTR.) — selten
*Otohoplites polygonalis* CASEY — selten
*O.* cf. *destombesi* CASEY — selten
*Leymeriella* div. sp. — überwiegend aus dem späteren *regularis*-Gruppe, sehr häufig

Unter den Bivalven findet man am häufigsten Inoceramen: *Inoceramus concentricus* PARK. und *I. salomoni* D'ORB. kommen überall massenhaft vor.

Die oben beschriebene Fauna ist in den Horizonten B und C gleichermaßen verbreitet. Die Ammoniten stellen eine Faunenmischung aus der *regularis*-Subzone der *tardefurcata*-Zone und aus der *mammillatum*-Zone dar. Es spricht einiges dafür, daß die tiefere *mammillatum*-Zone in dieser Faunenmischung nicht vertreten ist:

Die Gattung *Sonneratia,* die ihre Blütezeit im tieferen Abschnitt dieser Zone hatte, konnte nicht nachgewiesen werden;

*Protohoplites, Otohoplites* und *Pseudosonneratia* sind typische Faunenelemente der *raulinianus*- und *puzosianus*-Subzonen;

das massenhafte Auftreten von *Beudanticeras* und *Douvilleiceras* fällt ebenfalls auf die *raulinianus*- und *puzosianus*-Subzonen.

Nach alledem wird hier die Meinung vertreten, daß in der Lochwaldschicht des Untersuchungsgebietes auf die *regularis*-Subzone der *tardefurcata*-Zone erst die höheren Abteilungen der *mammillatum*-Zone folgen. Die biostratigraphische Lücke umfaßt etwa den Zeitabschnitt der *kitchini*- und *floridum*-Subzonen von CASEY.

Wie schon früher erwähnt, führt der Horizont C neben den dunklen Fossilien der *regularis*-Subzone und der höheren *mammillatum*-Zone auch Versteinerungen, die heller, weniger phosphatisiert und im allgemeinen auch besser erhalten sind. Sie weichen nicht nur in ihrem Erhaltungszustand, sondern auch in ihrem Alter von der bisher dargestellten Fauna ab. Folgende Formen wurden nachgewiesen:

*Stoliczkaia dispar* (D'ORB.)
*Pervinquieria (Subschloenbachia) rostrata* (SOW.)
*Puzosia planulata* (SOW.)
*Arrhaphoceras* cf. *studeri* (PICTET et CAMP.)
*Turrilites (Ostlingoceras) puzosianus* D'ORB.
*Anisoceras (A.) armatum* (SOW.)
*Lechites gaudini* (PICTET et CAMP.)

(Für die Nomenklatur s. SCHOLZ „Die Ammoniten des Vracon ... usw." im Druck)

Das ist eine typische Vracon-Fauna, die die *bergeri*-Subzone der *dispar*-Zone vertritt.

Hier haben wir also eine zweite — und weitaus größere — biostratigraphische Lücke im Profil, die das ganze Mittelalb und das tiefere Oberalb umfaßt. Wichtig ist dabei, daß die Vracon-Ammoniten nicht über die ganzen Faunenakkumulationen der Horizonte B und C verstreut vorkommen, sondern sich immer in den letzten Zentimetern des Horizontes C befinden.

## 4. Stellungnahme zur Entstehung und Alter der Lochwaldschicht im Untersuchungsgebiet

Die oben geschilderten sedimentologisch-faunistischen Daten bestätigen eindeutig die Meinung Heim's (1934), wonach die Lochwaldschicht eine stratigraphische Kondensation darstellt. Dafür — und gegen eine spätere Umlagerung im Sinne von Reiser (1920) und Richter (1924) — sprechen folgende Tatsachen:

Das Fehlen jeglicher Angaben für eine Emersion. Die Tatsache, daß die Leitfossilien des Vracon immer nur im höchsten Niveau der Faunenakkumulation vorkommen. Die häufig beobachtete stärkere Korrosion auf einer Seite der Fossilien. Auch läßt sich die Lücke zwischen Unteralb und Vracon unmöglich mit einer Abtragung der fehlenden Zonen erklären: Die insgesamt nur maximal 80 cm dicke Schichtenfolge vom Horizont A bis zum Horizont C zeigt überall dieselbe Zusammensetzung. Eine prävraconische Abtragung hätte jedoch wohl irgendwo im heute etwa 12 km langen Verbreitungsgebiet tiefer eingreifen müssen und dadurch das Profil verändert.

Meiner Meinung nach läßt sich die Entstehung und Ausbildung der Lochwaldschicht auf folgende Ereignisse zurückführen:

a) Nach Ablagerung der letzten Brisisandsteinschichten, die schon ein Flachwassersediment darstellen, hat sich die schon früher eingesetzte langsame Hebung des Ablagerungsraumes weiter fortgesetzt (s. Horizont A). Die Sedimentzufuhr wurde immer geringer und im Übergangsbereich der Horizonte A und B traten ausgeprägte Kondensationsvorgänge auf. Der Beginn der Kondensation ist durch die Leitfossilien der *regularis*-Subzone datiert.
b) Danach erfolgte — wahrscheinlich durch weitere Hebungen bedingt — eine kurze Nichtabsatz-Phase (Omission) in der tiefern *mammillatum*-Zone.
c) Während der höheren *mammillatum*-Zone (im Sinne von Casey 1961) war das Gebiet, vermutlich infolge einer geringfügigen Senkung, wieder ins Kondensationsmilieu geraten. Dieser zweite Kondensationsvorgang dauerte nach den Faunen zu schließen bis zum Ende der *mammillatum*-Zone.
d) Gegen Ende der *mammillatum*-Zone setzte wieder eine Omissionsphase ein, die bis zur *bergeri*-Subzone des Vracon fortdauerte. Als Ursache dieses langandauernden Nichtabsatzes darf man wohl annehmen, daß der Meeresboden sich soweit angehoben hat, daß jegliche Sedimentzufuhr während des Mittelalb und des tieferen Oberalb ausblieb. Die Tatsache, daß auch die Ammoniten dieses Zeitabschnittes fehlen, weist darauf hin, daß dieses extreme Flachwassergebiet für die Tiere keine geeignete Lebensbedingungen geboten hat.
e) Während des mittleren Vracon begann sich das Gebiet wieder zu senken und der Ablagerungsraum gelangte zur Zeit der *bergeri*-Subzone in die Kondensation-Fazies.
f) Nach der Ablagerung der *bergeri*-Subzone setzte sich die Senkung des Meeresbodens fort, die Sedimentzufuhr wurde intensiver, das Sediment immer feinkörniger und der Kalkabsatz gewann deutlich die Oberhand auf Kosten der detritogenen Komponenten. Phosphoritkörnchen, Sand- und Glaukonitgehalt verschwinden vollständig und die Ablagerung des Seewerkalkes beginnt.

Auf Grund der Faziesverhältnisse ist anzunehmen, daß sogar ganz geringfügige Oszillationen des Meeresbodens die beschriebene Wechselfolge von Absatz und

Nichtabsatz hätten hervorrufen können. Vom Brisisandstein, in dem bisher nirgends stratigraphisch verwendbare Fossilien gefunden wurden, wurde bisher allgemein angenommen, daß er ins oberste Apt (Clansayesien) gehört.

Da aber die Faunenkondensation erst in der *regularis*-Subzone begonnen hat und vom etwa 25 cm dicken, fossileeren Horizont A kaum zu erwarten ist, daß er die beiden unteren Subzonen der *tardefurcata*-Zone (*schrammeni* und *tardefurcata*) vertritt; ist es sehr wahrscheinlich, daß mindestens die oberen Bänke des Brisisandsteines ebenfalls noch zum Unteralb gehören.

Das genaue Alter des Horizontes D und damit die genaue Stelle der Alb/Cenoman-Grenze im Profil bleibt zur Zeit noch fraglich. Dieser, nur 10—20 cm mächtiger Horizont, der lithostratigraphisch mit der „Überturrilitenschicht" der Schweizer Geologen zu identifizieren ist, hat bisher keine Megafossilien geliefert. Bei einem Fundort am Gsäng wurde 45 cm oberhalb des Horizontes D ein *Inoceramus*-Bruchstück gefunden, das zum Formenkreis des *I. atlanticus* Heinz gehört und als solches einen sicheren Hinweis auf das Cenoman bedeutet.

## 5. Bemerkungen über die früheren Angaben

Heim (1934) war der erste der die Entstehung der Lochwaldschicht des Untersuchungsgebietes auf Kondensationsvorgänge zurückgeführt hat. Er und Kockel (1922) haben sich jedoch geirrt, als sie annahmen, daß die Fauna an der Wertach das ganze Alb vertritt. Sie wollten in *Desmoceras latidorsatum* — von dem wir mindestens seit Jacob (1907) wissen, daß er schon in der *tardefurcata*-Zone vorkommt — ein Leitfossil des Mittelalb sehen und damit die biostratigraphische Lücke zwischen Unter- und Oberalb schließen (s. Heim 1934: 262).

Die „Aufarbeitungstheorie" von Reiser (1920) und Richter (1924) bedarf nach dem Obengesagten keiner weiteren Erörterung mehr.

Als bisher letzter hat H. Lange (1966) im Rahmen seiner Diplomarbeit die Lochwaldschicht an der Wertach eingehend untersucht. Wie schon in der Einleitung angedeutet, hat Lange eine, im wesentlichen richtige Profilbeschreibung gegeben und einen neuen, sehr ergiebigen Fossilfundpunkt gefunden (s. Abb. 2.). Bei diesem Fundpunkt hat er statt der hier angegebenen 4 Sedimenthorizonte 5 Schichtabteilungen zwischen Brisisandstein und Seewerkalk ausgesondert. Von seinem „Horizont C" — eine 1,5 cm dünne, sandige, weiche, dunkelgraue Lage — wurde bei der Revision festgestellt, daß es sich hier um einen durch verwittertes Material nachträglich ausgefüllten Felsspalt handelt.

Lange folgte in seiner Arbeit Heim & Seitz (1934); demzufolge hat er die Fauna der Lochwaldschicht als Vertreter des gesamten Alb interpretiert.

### Schriftenverzeichnis

Casey, R. (1960—1966): The Ammonoidea of the Lower Greensand. I—VII. — Palaeontogr. Soc.; London.

Casey, R. (1961): The stratigraphical palaeontology of the Lower Greensand. — Palaeontology, 3: 487—621; London.

Heim, A. & Seitz, O. (1934): Die Mittlere Kreide in den helvetischen Alpen von Rheintal und Vorarlberg und das Problem der Kondensation. — Denkschr. Schweiz. Naturforsch. Ges., **69**: 185—310; Zürich.

Jacob, Ch. & Tobler, A. (1906): Etude stratigraphique et paléontologique du Gault de la vallée de la Engelberger Aa. — Mém. Soc. Pal. Suisse, **33**: 3—26; Genève.

Jacob, Ch. (1907): Etudes paléontologiques et stratigraphiques sur la partie moyenne des terrains crétacés dans les Alpes françaises et régions voisines. — Thèse; Grenoble.

Kockel, C. W. (1922): Die nördl. Ostalpen zur Kreidezeit. — Mitt. d. Wiener Geol. Ges.: 63—168; Wien.

Lange, H. (1966): Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der Alpenrandzone zwischen Wertachenge und Reichenbach im Allgäu. — Unveröffentlichte Diplomarbeit; München.

Reiser, K. (1920): Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu (I. Teil). — Geogn. Jh., **33**: 57—198; München.

Richter, M. (1924): Kreide und Flysch im östlichen Allgäu zwischen Wertach und Halblech. — Jb. Geol. Bundesanst., **74**: 135—176; Wien.

Scholz, G. (im Druck): Die Ammoniten des Vracon (Oberalb, *dispar*-Zone) des Bakony-Gebirges (Westungarn) und eine Revision der wichtigsten Vracon-Arten der westmediterranen Faunenprovinz. — Palaeontographica A; Stuttgart (mit weiterer Literatur zur Fauna).

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 18 | 39—44 | München, 30. 12. 1978

# Beitrag zur Kenntnis des ostalpinen Alb
# I. Oberalb-Ammoniten aus dem Kampenwandvorland (Chiemgauer Alpen)

Von Gabor Scholz*

Mit 2 Abbildungen und Tafel 3

Kurzfassung

Im Rahmen meiner von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanzierten Untersuchungen im deutschen Alb wurde im Sommer 1976 eine reiche Ammonitenfauna des Oberalb im Kampenwandvorland aufgesammelt. Mittelalb konnte im Untersuchungsgebiet mit Megafossilien nicht nachgewiesen werden. Mikropaläontologische Angaben (s. Fahlbusch 1964 und Kruse 1964) sprechen dafür, daß die dunklen Tone und Tonmergel im Liegenden des Oberalb dem Oberapt/Unteralb angehören. Ein Teil der grobklastischen Sedimente (Sandsteine und Konglomerate), die man bisher kurzerhand ins Cenoman gestellt hat, müssen auf Grund stratigraphischer und sedimentologischer Überlegungen noch während des Oberalb abgelagert worden sein.

Abstract

A rich Upper Albian ammonite fauna from the vicinity of the Kampenwand was collected. In the study area, macrofossils did not indicate the presence of Mid-Albian deposits. Micropalaeontological data (Fahlbusch 1964, Kruse 1964) suggest that the dark clays and argillaceous marls underlying the Upper Albian are Late Aptian/Early Albian in age. Stratigraphic and sedimentological arguments indicate that part of the coarse-grained sediments (sandstones and conglomerates), which so far have been regarded as Cenomanian in age, must have been deposited during the Late Albian.

*) Dr. G. Scholz, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität, Sigwartstr. 10, 7400 Tübingen.

## Einleitung

Die Alb-Aufschlüsse im Kampenwandvorland konzentrieren sich auf zwei Gebiete: 1. Nördlich der Kampenwand, zwischen Prien- und Achental in einem West-Ost-verlaufenden, schmalen Streifen; 2. Östlich der Kampenwand, im Tennbodenbachgebiet (s. Geol. Karte v. Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 8240, Marquartstein).

Fahlbusch (1964) und Kruse (1964) haben die Alb-Schichten dieser beiden Gebiete erstmals gründlich untersucht. Fahlbusch (1964) hat im nördlichen Alb-Streifen 12 Aufschlüsse ausfindig gemacht, von denen die weitaus ergiebigsten (Aufschluß 1 und 2) im Lochgraben liegen. Im Aufschluß 1 liegt nach Foraminiferen sicheres Unteralb und sicheres Oberalb, dieses auch durch Ammoniten nachgewiesen, vor. Auf Grund eines Fundes von *Inoceramus sulcatus* hat Fahlbusch auf das mögliche Vorhandensein von Mittelalb geschlossen.

Kruse (1964) konnte im Tennbodenbachgebiet ebenfalls nur Unter- und Oberalb nachweisen. Das Unteralb ist auch hier nur durch Mikrofaunen vertreten, während das Oberalb eine im Vergleich zum Lochgraben viel reichere Makrofauna aufweist. Neben den Ammoniten finden sich im Tennbodenbachgebiet eine äußerst reiche Gastropodenfauna, sowie Bivalvien, Brachiopoden, Orbitolien und Korallen. Die Gastropoden wurden von Wolff (1970) im Rahmen einer Doktorarbeit bearbeitet.

Da die hier angesprochenen Oberalb-Ammoniten in meiner Arbeit „Die Ammoniten des Vracon . . . usw." (Palaeontographica A, im Druck) in aller Hinsicht eingehend erörtert werden, wird hier von einer systematischen Beschreibung der Fauna abgesehen.

## Zur Geologie

Da die zitierten Autoren die geologisch-sedimentologische Beschaffenheiten der Alb-Schichten eingehend erörtert haben, sei hier nur folgendes erwähnt: Das Oberapt/Unteralb besteht im allgemeinen aus dunklen, schwärzlichen Tonen; das Oberalb zeigt meist hellere Tone, Mergeltone und Mergel, teilweise mit zwischengeschalteten Kalksandsteinbänken und Schichten, deren Entstehung schon durch Kruse auf plötzliche Sandschüttungen zurückgeführt worden war. Im allgemeinen läßt sich sagen, daß der Sandgehalt, von Schwankungen abgesehen, deutlich nach oben hin zunimmt. Sporadisch auftretende, gutabgerundete kleinere Kiesel trifft man auch in den Makrofaunen-führenden Schichten. Verkohlte Reste terrestrischer Pflanzen sind besonders in den höheren Schichten zu finden. Schon Kruse (1964: 104) vermutete, daß Sand und Kiesel möglicherweise von Flüssen zur Ablagerung gebracht worden sind und eine Aussüßung des Wassers das Verschwinden der Fauna aus den betroffenen Sedimenten verursacht hatte. Meine eigenen Untersuchungen können diese Annahme nur bestätigen. Ich fand, ebenso wie die früheren Autoren, in der Sand- und Kieselfazies keinerlei Hinweise auf marine Faunen. Nicht einmal im sogenannten „Rosinenmergel" wurde etwas gefunden, obwohl hier noch reichliche Mergelton-Massen zwischen den eingestreuten Kieseln vorhanden sind. Da zwischengelagerte Sandsteinlagen und zerstreute, kleinere Kiesel schon in den Makrofaunen-führenden Oberalbschichten vorkommen, muß man wohl annehmem, daß Teile der mächtigen Sandstein- und Konglomeratbänke, die bisher im allgemeinen als Ablagerungen des Cenoman betrachtet waren, heteropische Faziesräume des

Oberalb vertreten. Die faunistischen Angaben beweisen, daß auch die massenhafte Ablagerung der grobklastischen Sedimente noch im Oberalb begann:

Im Liegenden der Sandstein- und Konglomeratbänke wurden Leitammoniten nur aus dem u n t e r e n Abschnitt des Vracon(*blancheti*-Subzone) gefunden.

Abb. 1: *Stoliczkaia dispar blancheti* (Pictet et Camp.), das Exemplar von „*Neophlycticeras hirtzi* Collignon" bei Kruse (1964), Tennbodenbach. × 1. (1962 V 1)

## Die Ammonitenfauna

Ammoniten findet man relativ selten. Brauchbare Exemplare sind leider noch seltener anzutreffen, da die Fossilien, die in der Regel in Schalenerhaltung vorliegen, häufig sehr stark zusammengedrückt und deformiert sind. Viele Exemplare, die abgesehen von ihrem plattgedrückten Zustand sehr komplett erhalten sind (z. B. Turriliten mit 6—7 Windungen, *Hamites*- und *Anisoceras*-Anfangsspiralen, 10—15 cm lange *Lechites*-Gehäuse, die bei 1 mm Wh beginnen, Puzosien mit hauchdünnen lateralen „Ohren") bezeugen ein stilles, kaum bewegtes Ablagerungsmilieu. Für die Fauna ist in beiden Gebieten bezeichnend die ausgeprägte Prädominanz der *Leiostraca* und *Heteromorpha* auf Kosten der *Trachyostraca*.

1. Im Gebiet nördlich der Kampenwand wurden folgende Alb-Ammoniten gefunden.

*Phylloceras (Hypophylloceras) seresitense* Perv. s. l.
*Ph. (Hypophylloceras)* div. sp.
*Protetragonites* cf. *aeolus* (D'Orb.) s. l.
*Kossmatella mühlenbecki* (Fallot)
*Kossmatella* div. sp.
*Lechites gaudini* (Pictet et Camp.)
*Hamites virgulatus* Brongn.
*Hemiptychoceras gaultinum gaultinum* (Pictet)
*Hemiptychoceras gaultinum subgaultinum* Breistr.
*Anisoceras (A.) armatum* (Sow.)
*Turrilites (Paraturrilites) escherianus* Pictet
*Desmoceras latidorsatum* (Mich.)
*Puzosia planulata* (Sow.) s. l.
*Pervinquieria (P.) stoliczkai* Spath

Die Fauna stammt aus dem Lochgraben (Fundpunkt 1 bei Fahlbusch 1964). Die weiteren Fundpunkte aus diesem Gebiet waren zur Zeit der Geländearbeit so schlecht aufgeschlossen, daß ich (ebenso wie Fahlbusch) dort keine brauchbaren Megafossilien sammeln konnte.

Die Ammoniten aus dem Lochgraben vertreten eindeutig das höchste Alb und zwar die *blancheti*-Subzone (s. Scholz im Druck) der *dispar*-Zone.

Fahlbusch hat die etwa 20 m mächtige Schichtenfolge des Fundpunktes 1 in 5 Abschnitte gegliedert. Die Abschnitte A—B—C wurden von ihm auf Grund von Foraminiferen ins Unteralb gestellt. Dies konnte nach dem Fund von *Inoceramus concentricus* Park. nur bestätigt werden. Den Abschnitt D hatte er auf Grund von *I. sulcatus* Park. — wenn auch mit Vorbehalt — ins Mittelalb gestellt. Die Vracon-Ammoniten *(„Lechites gaudini, Hamites charpentieri, Mariella (M.) bergeri")* wurden von ihm erst im Abschnitt E angetroffen und ins tiefere Oberalb eingestuft. Die biostratigraphische Verbreitung von *I. sulcatus* reicht von der *dentatus*-Zone bis ins Vracon. Die Art kann also nicht als Hinweis für Mittelalb betrachtet werden. Außerdem wurden die ersten Vracon-Ammoniten bereits im Abschnitt D gefunden. Das Mittelalb ist also im Lochgraben bisher nicht nachgewiesen. Die schlechten Aufschlußverhältnisse und die tektonisch stark gestörten weichen Ton- und Mergel-Gesteine machen das Auffinden von primären Schichtlücken oder Diskordanzen praktisch unmöglich.

2. Östlich der Kampenwand im Tennbodenbachgebiet wurden aus insgesamt 24 Aufschlüssen folgende Ammoniten gesammelt:

*Phylloceras (Hypophylloceras)* div. sp. (1)
*Protetragonites* aff. *aeolus neptuni* Wiedm. (1)
*Kossmatella mühlenbecki* (Fallot) (1)
*Kossmatella romana* Wiedm. (1)
*Tetragonites timotheanus* (Pict.) (1)
*Lechites gaudini* (Pictet et Camp.) (2)
*Hamites virgulatus* Brongn. (2)
*Metahamites* aff. *dalpiazi* Wiedm. (2)

*Hemiptychoceras gaultinum gaultinum* (PICTET) (2)
*Hemiptychoceras gaultinum subgaultinum* BREISTR. (2)
*Anisoceras (A.) armatum* (SOW.) (3)
*Anisoceras (Idiohamites)* cf. *dorsetensis* SPATH (3)
*Anisoceras (Pseudhelicoceras) robertianus* (D'ORB.) (2)
*Scaphites hugardianus hugardianus* D'ORB. (3)
*Puzosia planulata* (SOW.) s. l. (1)
*Hysteroceras (Cantabrigites) cantabrigense minor* (SPATH) (3)
*Stoliczkaia dispar blancheti* (PICTET et CAMP.) (3)

Diese Fauna enthält Formen verschiedener stratigraphischer Aussagekraft: solche die im ganzen Alb vorkommen (1); solche die in den beiden Zonen *(inflatum, dispar)* des Oberalb vorkommen (2) und letztlich Leitfossilien der *dispar*-Zone (Vracon) (3).

Da kein zusammenhängendes Profil zu finden ist — die Aufschlüsse liegen in sich ständig ändernden Gräben und sind durch Moränenschutt voneinander getrennt — sind wir bei der Einstufung der Schichten ausschließlich auf die Fossilien angewiesen. Nachdem die Ammoniten, die für das Oberalb s. l. charakteristisch sind (2)

Abb. 2: *Puzosia planulata* (Sow.) mit lateralem „Ohr" (s. Pfeil), Tennbodenbach. × 1. (1978 XI 2)

in allen Fundpunkten angetroffen wurden, gehört die ganze Schichtenfolge zweifellos dem Oberalb an. Mit derselben Genauigkeit läßt sich zur Zeit nicht zeigen, ob im Tennbodenbachgebiet beide Zonen des Oberalb oder nur die *dispar*-Zone vertreten ist. Es gibt einerseits Aufschlüsse, die keine Zonen-spezifischen Formen geliefert haben — die könnten ja theoretisch ins tiefere Oberalb gehören —, anderseits aber wurden nirgends andere Leitfossilien als die des Vracon gefunden.

Meine eigenen Untersuchungen haben die stratigraphischen Ergebnisse von KRUSE (1964) im Grunde genommen bestätigt. Nur wenige seiner Angaben bedürfen einer Korrektur: Sein „*Anisoceras subarcuatum* SPATH" ist in der Tat ein *Pseudhelicoceras robertianus*, welcher ebenso in der *inflatum*-Zone als im Vracon vorkommt; das Exemplar von „*Neophlycticeras hirtzi* COLL." ist eine ziemlich seltene Varietät der Unterart *Stoliczkaia dispar blancheti*, die ein Leitfossil der untersten Subzone *(blancheti)* der *dispar*-Zone darstellt. Diese beiden Formen dienten KRUSE als Nachweis für das tiefere Oberalb.

## Schriftenverzeichnis


FAHLBUSCH, V. (1964): Die höhere Unterkreide des Kampenwand-Vorlandes (Chiemgauer Alpen). — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 4: 107—125; München. (Mit weiterer Literatur zur Geologie)

KRUSE, G. (1964): Über eine Albfauna aus dem Tennbodenbach bei Niedernfels zwischen Kampenwand und Achetal (Chiemgauer Alpen). — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 4: 93—106, München.
(Mit weiterer Literatur zur Geologie)

SCHOLZ, G. (im Druck): Die Ammoniten des Vracon (Oberalb, *dispar*-Zone) des Bakony-Gebirges (Westungarn) und eine Revision der wichtigsten Vracon-Arten der westmediterranen Faunenprovinz. — Palaeontographica A, Stuttgart.
(Mit weiterer Literatur zur Fauna)

WOLFF, H. (1970): Gastropodenfauna und Biotope des Oberalb (+ Vraconnien) vom Tennboden (Bayerische Kalkalpen, Chiemgau). — Inaugural-Dissertation; München.


## Tafelerklärung

### Tafel 3

Fig. 1: *Lechites gaudini* (PICTET et CAMP.), Tennbodenbach. × 1,5. (1978 XI 3)
Fig. 2: *Hysteroceras (Cantabrigites) cantabrigense minor* (SPATH), Tennbodenbach. × 2. (1978 XI 4)
Fig. 3: *Anisoceras (Pseudhelicoceras) robertianus* (D'ORB.), Tennbodenbach. × 2. (1978 XI 5)
Fig. 4: *Tetragonites timotheanus* (PICTET), Tennbodenbach. × 2. (1978 XI 6)
Fig. 5: *Hamites (Metahamites)* aff. *dalpiazi* WIEDM., Tennbodenbach. × 2. (1978 XI 7)
Fig. 6: *Turrilites (Paraturrilites) escherianus* PICTET, Lochgraben. × 1,6. (1978 XI 8)
Fig. 7: *Hemiptychoceras gaultinum subgaultinum* BREISTR., Tennbodenbach. × 2. (1978 XI 9)
Fig. 8: *Lechites gaudini* (PICTET et CAMP.), Tennbodenbach. × 2. (1978 XI 10)
Fig. 9: *Anisoceras armatum* (SOW.), Tennbodenbach. × 4. (1978 XI 11)
Fig. 10: *Kossmatella mühlenbecki* (FALLOT), Tennbodenbach. × 4. (1978 XI 12)
Fig. 11: *Scaphites hugardianus hugardianus* D'ORB., Tennbodenbach. × 2. (1978 XI 13)
Fig. 12: *Hemiptychoceras gaultinum gaultinum* (PICTET), Lochgraben. × 2. (1978 XI 14)

Die angegebenen Sammlungsnummern beziehen sich auf das Inventar der Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und hist. Geologie, München.

Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol. | 18 | 45—52 | München, 30. 12. 1978

# Wichmannella (Rocaleberidinae, Ostracoda) im Pliozän von Chile

Von Wolf Ohmert*)

Mit 2 Abbildungen und Tafel 4—5

Kurzfassung

Im höheren Pliozän von Chile gibt es noch mindestens 3 (neue) Arten der nach Bertels aus der Oberkreide bis zum Ober-Oligozän von Patagonien bekannten Gattung *Wichmannella*. Sie hat sich seit der Oberkreide wenig verändert; weder morphologisch, noch in den Ansprüchen an den Lebensraum. Im Pliozän von Chile kann sie einen sehr hohen Anteil der Ostracodenfaunen ausmachen.

Abstract

In the higher Pliocene of northern Middle Chile still persist at least 3 (new) species of *Wichmannella*, known up to now from the Upper Cretaceous to Upper Oligocene of Argentina by Bertels. The Pliocene specimens show crenulation of the median hinge element as rised first in the Eocene of Argentina. The morphology of the shallow water forms is little modified since Maastrichtian time. They are very abundant in some Pliocene assemblages.

## Einführung

Die Rocaleberidinae wurden von Bertels erstmals 1969 (1969 a) aus dem Maastricht und Dan von Patagonien beschrieben. Entsprechende Formen aus dem chilenischen Pliozän konnten zunächst (Ohmert 1968: 128) taxonomisch nicht eingeordnet werden. Morphologisch erinnern sie zwar an die hemicytheride *Echinocythereis*, besitzen aber dabei die typischen Muskelnarben der Trachyleberididae, unter denen sie umgekehrt wegen ihres Vestibulums nicht unterzubringen waren. Selbst nach dem Bekanntwerden der Rocaleberidinae von der Kreide-Tertiärgrenze Argentiniens (Bertels 1969 a, b, 1973, 1974) blieb die Zuordnung der pliozänen Vertreter aus Chile problematisch. Bei ihnen ist nämlich das mediane Schloßelement krenuliert, das bei den älteren Arten in Argentinien immer nur glatt vorkommt.

*) Dr. W. Ohmert, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, Albertstr. 5, 7800 Freiburg i. Br.

Neuerdings konnte BERTELS nachweisen, daß *Wichmannella* bei jüngeren Arten ihr Schloß phylogenetisch verändert und so eine mediane Krenulierung erwirbt (BERTELS 1976). Laut freundlicher brieflicher Mitteilung von A. BERTELS geschieht dies im Eozän, und „alle späteren Formen zeigen die Crenulation". Da damit keine anderen Veränderungen verbunden sind, beläßt BERTELS (1976) auch diese Arten bei *Wichmannella*.

Für die brieflichen Auskünfte und für Aufnahmen unveröffentlichter Arten möchte ich Frau Dr. BERTELS herzlich danken.

Das pliozäne Material von Chile stammt wiederum aus den Aufsammlungen von Prof. HERM (München), die er mir dankenswerterweise zur Verfügung stellte. Es wird in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München aufbewahrt.

Im Text bedeutet L = linke Klappe, R = rechte Klappe, G = Gehäuse, Lv. = Larve und Pr. = Probe.

## Systematische Beschreibung

Trachyleberididae SYLVESTER-BRADLEY
Rocaleberidinae BERTELS
*Wichmannella* BERTELS

*Wichmannella bertelsae* n. sp.
Taf. 4, Fig. 1 a—b; Taf. 5, Fig. 2; Abb. 1

H o l o t y p u s : G ♀; Slg. München Ostr. 527; Taf. 4, Fig. 1 a—b

P a r a t y p u s : G ♂; Slg. München Ostr. 528; Taf. 5, Fig. 2

M a t e r i a l : 43 Exemplare in Pr. 3157

L o c u s t y p i c u s : S Coquimbo, Carretera Panamericana, S Quebrada La Herradura, 95 m NN, Pr. 3157

S t r a t u m t y p i c u m : Pliozän

N a m e n g e b u n g : Nach Frau Dr. BERTELS.

D i a g n o s e : Eine tropfenförmige, schmale Art der Gattung *Wichmannella*, mit sehr schmalem, schief gerundetem Hinterende. Ventralrand nach hinten mit dem Dorsalrand stark konvergierend. Stachelbesatz auf der Retikulation der ganzen Oberfläche. Konzentrische Längselemente der Retikulation stärker betont als die Querstege. Sekundärretikulation.

B e s c h r e i b u n g : Umriß schief tropfenförmig. Vorderrand hoch, in der unteren Hälfte stärker, in der oberen schwächer gerundet, mit einer Reihe feiner, gleichmäßiger Zapfenzähne, die bis in die Mundregion hinabreichen. Ventralrand schwach konvex, mit einer Einmuldung in der Mundregion; nach hinten schräg zum hochliegenden, schmal gerundeten und mit 4—5 Stacheln versehenen Hinterende ansteigend. Dorsalrand gerade, nach hinten stark mit dem Ventralrand konvergierend. Auf der L überragen beide Schloßohren den Dorsalrand, auf der R nur das vordere, während hinten eine Ecke ausgebildet ist. Auf beiden Klappen wird der Dorsalrand außerdem von einigen kleinen Dornen und von einem etwas kräftigeren

Fortsatz (vergleichbar dem Centrodorsalfortsatz mancher Trachyleberididae) etwas vor der halben Länge überragt.

Klappenoberfläche kräftig retikuliert, wobei die Maschen — außer in einem zentralen Bereich auf und hinter dem subzentralen Höcker — mehr oder minder konzentrisch angeordnet sind. Die konzentrischen Längselemente sind vor allem randlich stärker entwickelt als die Querleisten und mit Porenstachelreihen besetzt. Innerhalb der unregelmäßigen Maschen eine nicht immer deutlich erkennbare Sekundärretikulation. Der runde subzentrale Höcker ist sehr flach. Beide Klappen haben einen vorspringenden Augenhöcker und eine schwache längliche Aufwölbung im posteroventralen Teil.

Der bohnenförmige Umriß in Dorsalansicht hat seine breiteste Stelle im hinteren Drittel. Das Hinterende wird nahezu flach. Die Dorsalseite ist schmal, die Kontaktlinie gerade. Nur die beiden Schloßohren der L greifen etwas auf die R über.

Ventralseite vorne schmal, hinter der tiefen Mundbucht stark verbreitert, so daß in der hinteren Hälfte eine breite flache Einsenkung entsteht, die gegen die Seitenflächen durch je eine gerade, stachelbesetzte Leiste abgegrenzt, nach hinten aber breit geöffnet ist. Vorne und hinten scheint das G zu klaffen, was durch den schräg auswärts gerichteten Außenrand bedingt ist.

Schloß: R: Kräftiger, hoher, konischer Vorderzahn mit breiter treppenartiger Vorstufe. Anteromediane Grube tief und eng, rückwärts mit einer länglichen, flachen Mulde an die fein krenulierte Schloßfurche reichend. Hinterzahn glatt oder zweiteilig, schmal aber kräftig und schräg nach oben gerichtet.

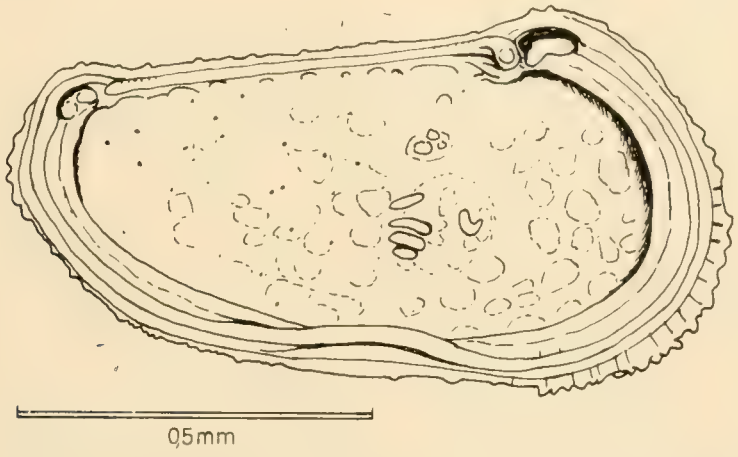



Abb. 1: *Wichmannella bertelsae* n. sp., Coquimbo, Pliozän
Ostr. 530, L ♀ (1,02 mm lang; 0,54 mm hoch)
Innenansicht

L: Große vordere Zahngrube, darunter die Öffnung des Augenkanals. Vorderzahn hoch konisch. Schloßleiste fein krenuliert. Hintere Zahngrube kurz, oval.

Muskeleindrücke: Frontaleindruck V- oder herzförmig. 4 Adductores in einer Reihe übereinander, wobei die mittleren beiden die längsten sind. Während die 3 unteren ein wenig nach vorn geneigt sind, weist der oberste, etwas abstehende, aufwärts. Darüber liegt ungefähr in halbem Abstand zum Dorsalrand eine Gruppe von 3 kleinen Narben.

Innenlamelle mäßig breit, mit relativ wenigen geraden randständigen Porenkanälen. Ein vor allem links sehr kräftiger Saum markiert etwa die Grenze zwischen verwachsener und freier Innenlamelle. Tiefes Vestibulum ringsum, außer unter Schloß und Mundregion.

Sexualdimorphismus sehr auffallend. Das ♂ ist merklich länger bei etwa gleicher Höhe wie das ♀.

Maße: G ♀ (Holotypus): 1,01 mm Länge; 0,54 mm Höhe; 0,46 mm Breite
G ♂ (Paratypus): 1,16 mm Länge; 0,53 mm Höhe

Vorkommen: Die Art wurde in Coquimbo massenhaft und ebenfalls recht häufig in El Tabo (W Santiago) gefunden. Bei Chañaral des Azeitunas kommen nur selten Lv.-Stadien vor.

Beziehungen: Unter den bisher bekanntgewordenen Arten von *Wichmannella* ist *W. bertelsae* n. sp. die einzige mit derart stark konvergierenden Dorsal- und Ventralrändern. Auch die Neigung zur Bildung konzentrischer Leisten anstelle von Maschen und die Sekundärretikulation zeigt keine zweite Art.

Am meisten Ähnlichkeit mit *bertelsae* zeigt noch die Maastricht-Art *W. araucana* Bertels durch ihre starke Stachelbildung und das hochliegende Hinterende. Diese Art ist aber auch mehr rechteckig, relativ breiter und hat ein schwächeres vorderes Schloßohr der L. Außerdem ist ihr medianes Schloßelement noch nicht krenuliert.

*Wichmannella incisa* n. sp.
Taf. 4, Fig. 3; Taf. 5, Fig. 3—4; Abb. 2

Holotypus: L ♀; Slg. München Ostr. 531; Taf. 4, Fig. 3

Paratypus: R ♀; Slg. München Ostr. 532; Taf. 5, Fig. 4

Material: 9 Klappen, 2 Lv. und Bruchstücke

Locus typicus: Rio Copiapo, S Angostura, Quebrada El Pimiento, Pr. 3430

Stratum typicum: Höheres Pliozän

Namengebung: Von incidere (lat.) = einschneiden, eingraben. Nach der posteroventralen Einmuldung

Diagnose: Eine rechteckige, grob retikulierte Art der Gattung *Wichmannella*. Randliche Retikulationsleisten stärker betont als die Querleisten. Posteroventral eine längliche Grube. Vorder- und Hinterende in Dorsalansicht spitz zulaufend.

Beschreibung: L: Vorderrand hoch, schief gerundet, mit einer doppelten Reihe kleiner zapfenartiger Zähne. Ventralrand gerade, mit schräger Rundung in den Hinterrand übergehend. Hinterrand breit gerundet, mit zahlreichen gleichmäßigen Zähnen besetzt. Dorsalrand leicht konvex, etwa parallel zum Ventralrand, von den beiden Schloßohren etwas überragt.

R: Vorderrand niedriger; Ventralrand konkav; Hinterrand gleichmäßig gerundet; Dorsalrand gerade, nach hinten leicht abfallend; Schloßohren wenig ausgeprägt.

Klappenoberfläche mit groben polygonalen Maschen bedeckt, die vorne ventral und hinten randparallel angeordnet sind und nur schwache Querstege ausgebildet haben. Randlich sind auch die Porenknoten auf den Retikulationsleisten in Reihen

angeordnet. Am Dorsalrand stehen 6 relativ grobe Doppelstacheln, ein feinerer sitzt hinter dem vorderen Schloßohr. Augenhöcker nicht sehr deutlich und in die Retikulation einbezogen. Subzentraler Höcker kaum aus den dicken Retikulationsleisten hervorgehoben. Beide Enden des G leicht komprimiert, das hintere etwas stärker. Besonders fällt eine längliche, etwas schräg stehende Furche auf, die über dem hinteren Drittel des Ventralrandes liegt. Sie enthält (vor allem rechts) einzelne besonders große Maschen.

In Dorsalansicht sind die Klappen stark aufgebläht in der Mitte, an den Enden aber laufen sie schmal zu. Die Dorsalseite ist sehr schmal.

Ventralseite gewölbt, ohne Kante in die Seitenfläche übergehend, mit bestachelten Längsleisten, die vorn und hinten auf die Seitenflächen hinaufziehen.

Schloß: R: Hoher kegelförmiger Vorderzahn, mit niedriger Vorstufe. Tiefe anteromediane, nach innen durch eine Leiste abgeschlossene Zahngrube. Krenulierte Schloßfurche. Glatter, länglicher Hinterzahn, unter ca. 45° zur G-Längsachse stehend und schräg nach oben gerichtet.

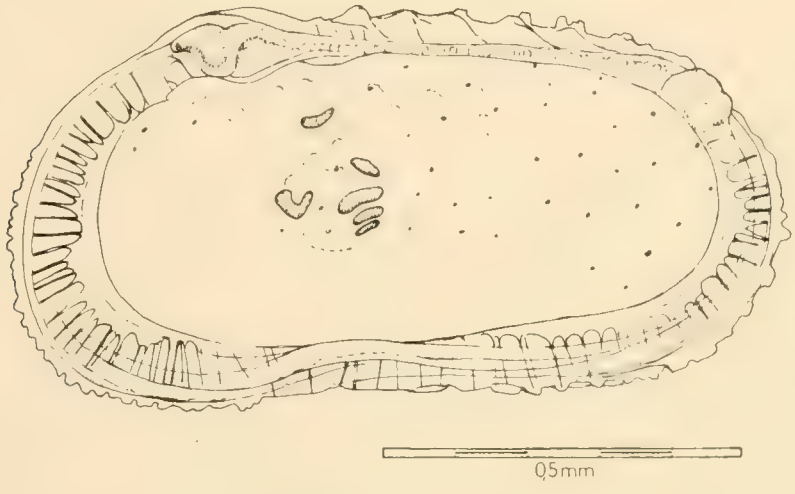



Abb. 2: *Wichmannella incisa* n. sp., Caldera, Höheres Pliozän
Ostr. 533, R ♀ (1,04 mm lang; 0,54 mm hoch)
Innenansicht

L: Runde, tiefe vordere Zahngrube, mit einer flachen Eintiefung davor. Hoher, kegelförmiger anteromedianer Zahn. Leiste deutlich krenuliert, besonders vorne und hinten. Schrägstehende große hintere Zahngrube.

Muskeleindrücke: Herzförmiger Frontaleindruck, dessen vorderer Teil weiter hinaufreicht als der hintere. 4 schräg übereinanderliegende Adductores am hinteren Rand der flachen Muskelgrube. Während die unteren 3 etwa einander parallel unter ca. 45° zur Längsachse nach vorne geneigt sind, liegt der oberste etwas ab und ist in typischer Weise nach hinten geneigt. Davor liegt möglicherweise noch ein Mandibeleindruck. Ein weiterer Eindruck wurde auf halbem Abstand zum Schloß beobachtet.

Innenlamelle breit, vorn und hinten mit einem schmalen unregelmäßigen Vestibulum. Bis zu ca. 35 ziemlich gerade, z. T. in Gruppen stehende randständige Po-

renkanäle vor der Mundbucht, dahinter ca. 30. Sehr kräftiger Saum, vor allem im Bereich der Mundbucht.

Sexualdimorphismus konnte nicht festgestellt werden.

M a ß e : L ♀ (Holotypus): 1,08 mm Länge; 0,58 mm Höhe
R ♀ (Paratypus): 1,07 mm Länge; 0,53 mm Höhe

V o r k o m m e n : Bisher ist diese sehr seltene Art nur im höheren Pliozän der Rio Copiapo-Mündung gefunden worden.

B e z i e h u n g e n : Die zweifellos ähnlichste Art ist *W. cretacea* Bertels aus dem Maastricht von Argentinien. Dies zeigt sich vor allem im rechteckigen G-Umriß mit den 2 Schloßohren der L und in der Art der Retikulation und Bestachelung. Die Komprimierung der Hinterenden ist bei *W. incisa* jedoch weniger ausgeprägt, und ihre Vorderenden sind kaum abgeflacht, sondern laufen in Dorsalansicht fast spitz zu. Die kleinere Art aus der Kreide hat auch noch einen höheren subzentralen Höcker und ein glattes medianes Schloßelement.

*W. magna* Bertels — gleichfalls aus dem Maastricht von Argentinien — ist auch etwas kleiner als *incisa* und hat einen gedrungeneren Umriß und kein flaches Hinterende.

*Wichmannella* sp.
Taf. 4, Fig. 2

B e l e g s t ü c k : L ♀; Slg. München Ostr. 534 (einziges Exemplar)

V o r k o m m e n : Rio Copiapo, Pr. 3430 (zusammen mit *W. incisa* n. sp.), Höheres Pliozän

M a ß e : 1,05 mm Länge; 0,53 mm Höhe

K u r z e B e s c h r e i b u n g : Hoher Vorderrand gleichmäßig, Hinterrand schief gerundet und mit feinen Zähnchen besetzt. Dorsal- und Ventralrand gerade und fast parallel. Deutliche Schloßohren und Augenhöcker.

Klappenoberfläche mit feinem, engem Maschenwerk bedeckt, das sich aus Primär- und fast gleichstarker Sekundärretikulation zusammensetzt. Die primären Leisten sind nur an ihren zahlreichen Porenstacheln zu erkennen. Am Dorsalrand stehen 6—7 zum Teil doppelte Stacheln. Ventral sind sie zu Längsreihen angeordnet.

Die Enden laufen in Dorsalansicht spitz zu; die größte Breite liegt hinter der halben Länge. Subzentraler Höcker nur nach hinten durch eine schwache Schaleneinziehung abgegrenzt.

Die inneren Merkmale entsprechen weitgehend denen von *W. incisa* n. sp. Das vordere Vestibulum ist jedoch noch etwas schmaler. Die Krenulierung der medianen Schloßleiste ist an dem einzigen Stück nicht genau zu erkennen.

B e z i e h u n g e n : *W. incisa* n. sp. hat einen schieferen Vorderrand, einen gleichmäßiger und breiter gerundeten Hinterrand, einen mehr konvexen Dorsalrand, etwas kleinere Schloßohren und Augenhöcker, eine kräftigere Retikulation mit breiteren Leisten und plumperen Stacheln, aber ohne Sekundärretikulation. Vor allem dient die posteroventrale Einbuchtung von *W. incisa* zur Unterscheidung.

Die kleinere *W. araucana* Bertels hat gröbere Porenknoten, keine Sekundärretukulation und einen deutlichen subzentralen Höcker.

## Nachtrag

Während der Drucklegung erreichte mich die Arbeit von Osorio (1978), in der er (S. 75) aus dem Miozän von Chile eine *Wichmannella* mit krenuliertem medianem Schloßelement als „*meridionalis* Bertels" beschreibt. Diese Art kommt der hier beschriebenen *Wichmannella* sp. sehr nahe und könnte ihre Vorläuferin sein. Mit *W. meridionalis* hat sie nichts zu tun, da diese einen anderen Umriß in Dorsalansicht, eine völlig verschiedene Retikulation und vor allem ein glattes medianes Schloßelement besitzt.

## Verbreitung und Ökologie

*Wichmannella* hat im Pliozän von Chile eine eigenartig unregelmäßige Verbreitung. Sie fehlt gerade in Proben mit artenreichen Ostracodenfaunen meist vollständig oder kommt nur ganz selten mit einigen Larven vor. Andererseits kann sie in artenärmeren Populationen (Coquimbo, El Tabo) hohe Individuenzahlen erreichen und einen großen Prozentsatz der gesamten Ostracodenfauna ausmachen, wie dies Bertels (1969 a: 146; 1969 b: 255) auch allgemein für die Rocaleberidinae im argentinischen Maastricht und Alttertiär angibt. Bertels (1974: 387) nimmt für die beiden Arten *W. araucana* Bertels und *W. cretacea* Bertels, mit denen die chilenischen Pliozän-Arten am ehesten verglichen werden können, an, daß sie zeitweilig einen etwas verminderten Salzgehalt ebenso wie stärkere Wasserbewegung vertragen konnten und keine bestimmten Ansprüche an das Substrat stellten. Eine gewisse Toleranz gegenüber Salinitätsschwankungen könnte vielleicht auch das zahlreiche Vorkommen der pliozänen Wichmannellen im Bereich von Flußmündungen erklären — ebenso wie das Fehlen der meisten anderen Ostracoden in denselben Proben. Andererseits haben gerade im Gebiet von Coquimbo Proben aus der unmittelbaren Umgebung einer Flußmündung in eine Lagune überhaupt keine *Wichmannella* erbracht und so gezeigt, daß ihrer Toleranz gegenüber stärkerer Aussüßung Grenzen gesetzt sind. Herm (1969: 47 f.) stellte bei den entsprechenden Molluskenfaunen von Coquimbo ein starkes Vorherrschen der Veneriden (bis über 90 % der Gesamtfauna) fest, die durch rasche Sedimentzufuhr meist in Lebendstellung verschüttet wurden. Dieser Umstand dürfte natürlich auch für das Fehlen vieler Ostracoden verantwortlich sein.

## Literatur


Bertels, A. (1969 a): „Rocaleberidinae", nueva subfamilia („Ostracoda, Curstacea") del limite Cretacico — Terciario de Patagonia Septentrional (Argentina). — Ameghiniana, Rev. Asoc. Pal. Arg. **6**, 2: 146—171, 5 Taf.; Buenos Aires.

Bertels, A. (1969 b): Micropaleontologia y estratigrafia del limite Cretacico — Terciario en Huantrai-co (Provincia del Neuquen). Ostracoda. Parte II: Paracypridinae, Cytherinae, Trachyleberidinae, Pterygocythereidinae, Protocytherinae, Rocaleberidinae, Thaerocytherinae, Cytherideinae, Cytherurinae, Bythocytherinae. — Ameghiniana, Rev. Asoc. Pal. Arg. **6**, 4: 253—290, 2 Tab., 9 Taf., Buenos Aires.

Bertels, A. (1974): Upper Cretaceous (lower Maastrichtian?) ostracodes from Argentina. — Micropaleontology **20**, 4: 385—397, 1 Abb., 2 Taf.; New York.

Bertels, A. (1976): Evolutionary lineages of some Upper Cretaceous and Tertiary ostracodes of Argentina. — Abh. Verh. naturwiss. Ver. Hamburg (N. F.) **18/19** (Suppl.): 175—190, 9 Abb., 3 Taf.; Hamburg.

Herm, D. (1969): Marines Pliozän und Pleistozän in Nord- und Mittel-Chile unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung der Mollusken-Faunen. — Zitteliana **2**: 159 S., 47 Abb., 4 Tab., 18 Taf.; München.

Ohmert, W. (1968): Die Coquimbinae, eine neue Unterfamilie der Hemicytheridae (Ostracoda) aus dem Pliozän von Chile. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. **8**: 127—165, 38 Abb.; München.

Osorio, R. (1978): Ostracoda from the Navidad Formation (Miocene), Chile. — Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV, **18**, 1—2: 58—84, 1 Abb., 1 Tab., Taf. 1—4; Sapporo.

## Tafelerklärungen

### Tafel 4

Fig. 1: *Wichmannella bertelsae* n. sp., S. 46, Coquimbo, Pliozän
Holotypus, Ostr. 527, G ♀ (1,01 mm lang; 0,54 mm hoch)
a: Seitenansicht der L
b: Dorsalansicht

Fig. 2: *Wichmannella* sp., S. 50, Caldera, Höheres Pliozän
Ostr. 534, L ♀ (1,05 mm lang; 0,53 mm hoch)

Fig. 3: *Wichmannella incisa* n. sp., S. 48, Caldera, Höheres Pliozän
Holotypus, Ostr. 531, L ♀ (1,08 mm lang, 0,58 mm hoch)

### Tafel 5

Fig. 1: *Wichmannella bertelsae* n. sp., S. 46, Coquimbo, Pliozän
Ostr. 529, R ♀ (1,06 mm lang; 0,56 mm hoch)

Fig. 2: *Wichmannella bertelsae* n. sp., S. 46, Coquimbo, Pliozän
Paratypus, Ostr. 528, G ♂ (1,16 mm lang; 0,53 mm hoch)

Fig. 3: *Wichmannella incisa* n. sp., S. 48, Caldera, Höheres Pliozän
Ostr. 533, R ♀ (1,04 mm lang; 0,54 mm hoch)

Fig. 4: *Wichmannella incisa* n. sp., S. 48, Caldera, Höheres Pliozän
Paratypus, Ostr. 532, R ♀ (1,07 mm lang; 0,53 mm hoch)

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. 18 53—64 München, 30. 12. 1978

# Steneosaurus-Wirbel aus dem Unteren Malm von Sengenthal bei Neumarkt i. d. Opf.

Von Peter Wellnhofer*)

Mit 3 Abbildungen

Kurzfassung

Aus den *transversarium*-Schichten von Sengenthal bei Neumarkt i. d. Opf. werden zwei Dorsalwirbel, ein (?) Cervicalwirbelfragment und ein Lendenwirbel-Querfortsatz abgebildet und einem Individuum von *Steneosaurus* sp., zugeschrieben. Es handelt sich um den ersten sicheren Nachweis dieser Gattung im Unteren Malm Deutschlands.

Abstract

Two dorsal vertebrae, one (?) cervical and one transverse process of a lumbar vertebra are figured and described from the Lower Malm (zone of *Gregoryceras transversarium)* of Sengenthal near Neumarkt (Oberpfalz). The fossil remains are referred to one individual of the crocodilian *Steneosaurus* sp.. This means the first evidence of that genus in the Lower Malm of Germany.

## Einleitung

Im November 1975 wurden dem Verfasser durch die Vermittlung von Herrn Prof. Dr. A. Zeiss, Erlangen, von Herrn Dietmar Weise, Großschwarzenlohe bei Nürnberg, zwei vollständigere, große Reptilienwirbel und zwei Wirbel-Bruchstücke mit der Bitte um Bestimmung übersandt. Er hatte die Funde im Oktober jenes Jahres im großen Steinbruch der Heidelberger Zementwerke bei Sengenthal (vormals Kalk- und Zementwerk Behringer) in Schichten des Unteren Malm entdeckt und geborgen. Die Fundumstände und die übereinstimmende Größe der Wirbel ließen darauf schließen, daß es sich um e i n Individuum gehandelt haben mußte und daß eventuell noch weitere Reste vorhanden seien. Eine persönliche Begehung der Fundstelle im November 1975 erbrachte jedoch keine Hinweise auf weitere Skelettreste. Es ist deshalb wahrscheinlich, daß schon vorher durch den maschinellen Abbau Verluste eingetreten sind.

*) Dr. P. Wellnhofer, Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und hist. Geologie, Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2.

Ich danke Herrn D. Weise für seine Informationen und eine Profilskizze der Fundstelle, besonders jedoch, daß er die Fundstücke bereitwilligst im Tausch der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München, überlassen hat. Ebenso bin ich Herrn Erhardt, Betriebsleiter der Heidelberger Zementwerke, Sengenthal, für seine freundliche Geländeführung zu Dank verpflichtet. Die erforderlichen Präparationsarbeiten wurden von Herrn E. Schmieja, die photographischen Aufnahmen, die den selbst gefertigten Zeichnungen zugrunde lagen, von Herrn M. Dressler, beide München, ausgeführt.

## Zur Geologie der Fundschicht

Der große Steinbruch am Winnberg der Heidelberger Zementwerke liegt 1 km NO von Sengenthal und 5 km S Neumarkt i. d. Opf. Hier bildet der Westrand der Mittleren Frankenalb mit vorgelagerten Zeugenbergen eine etwa 150 m hohe Schichtstufe gegenüber dem tiefer gelegenen Albvorland. Von dem Gebiet liegt eine amtliche geologische Karte 1 : 25 000, Blatt 6734 Neumarkt i. d. Opf. vor (Lahner & Stahl 1969). Das aufgeschlossene Profil umfaßt eine marine Schichtfolge vom Dogger Delta bis in den Malm Beta. Kolb (1965) untersuchte hier genauer die Serie des Oberen Braunjura. v. Freyberg (1966) gab ein Gesamtprofil dieses Aufschlusses, das eine Höhe von etwa 24 m umfaßt.

Die vorliegenden Wirbel stammen nach den Angaben des Finders aus einem „grünen, weichen Glaukonitmergel" von 10 cm Mächtigkeit. Es handelt sich um die „Schicht 28" von Kolb (1965), die 86 cm über der Obergrenze des Ornatentons einsetzt und dort als „Mergelschiefer, bläulich- bis gelblichgrau, stark glaukonithaltig" bezeichnet wird. v. Freyberg (1966) gibt dafür „olivgrüne Letten" und 15 cm Mächtigkeit an.

Nach den Ammonitenfaunen handelt es sich nach Zeiss (in v. Freyberg 1966) stratigraphisch um Malm Alpha 2, Schichten mit *Gregoryceras transversarium*, entsprechend der englischen Gliederung der Zone des *Perisphinctes plicatilis* und dort als Mittel-Oxfordian einzustufen. Nach der süddeutschen Juragliederung (Schmidt-Kaler & Zeiss 1973) wäre hier die Bezeichnung „Untere Oxford-Schichten" anzuwenden. Im Unteren Malm lag das Fundgebiet am Nordrand eines großen Riffs, das die südliche und nördliche Frankenalb trennt (Lahner & Stahl 1969).

## Beschreibung der Funde

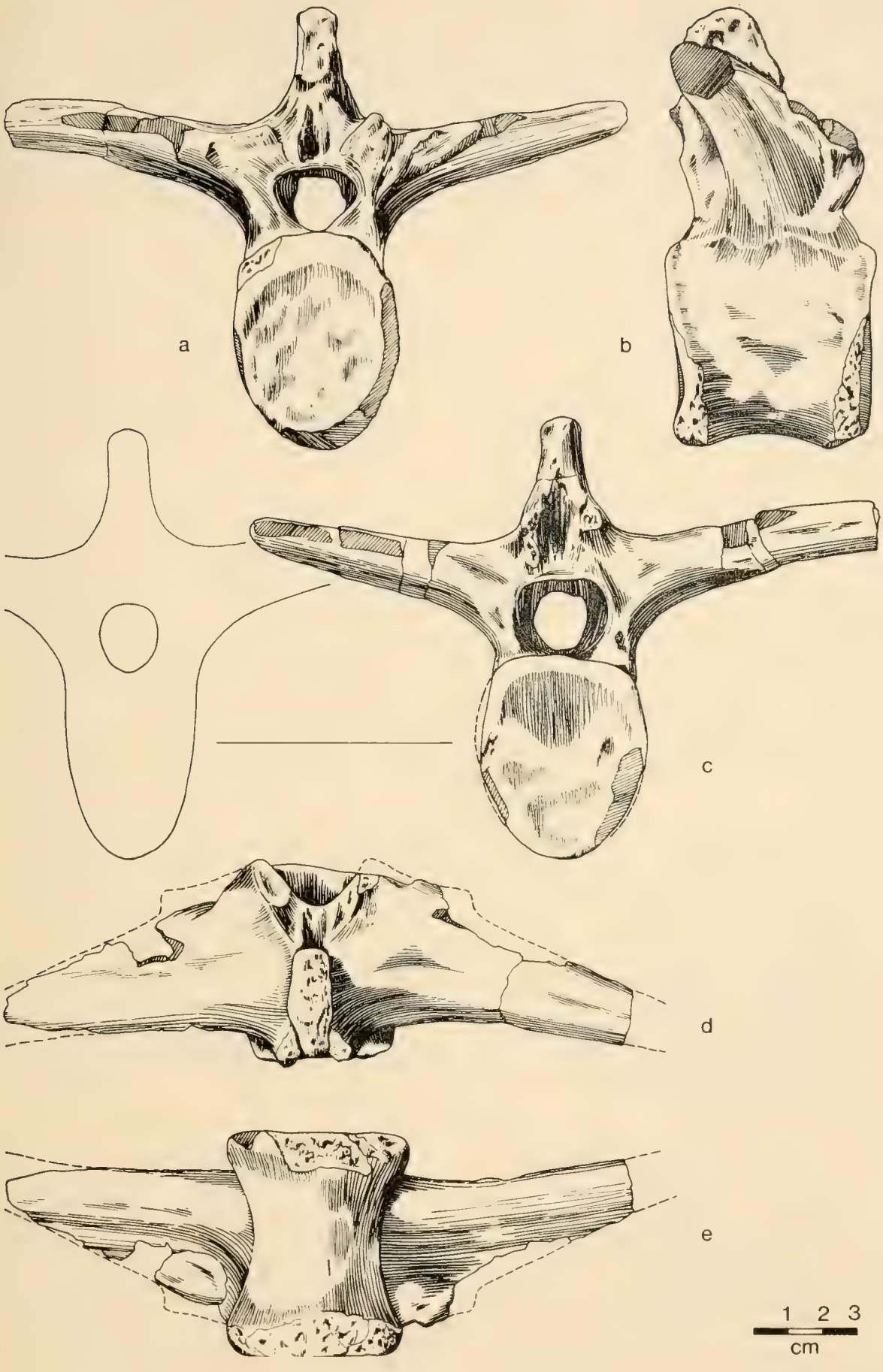
M a t e r i a l : Zwei Dorsalwirbel, ein Bruchstück eines (?) Cervicalwirbelkörpers, ein rechter Querfortsatz eines Lendenwirbels. Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie München (BSP), Inv. Nr. 1976 I 182—185.

BSP 1976 I 182 (Abb. 1)

Der am besten erhaltene Wirbel ist einer der beiden Dorsalwirbel. Die Außenränder der Wirbelkörper-Endflächen sind zum Teil weggebrochen, so daß ihr Umriß

---

Abb. 1: *Steneosaurus* sp., Dorsalwirbel, BSP 1976 I 182, Malm Alpha 2, Sengenthal bei Neumarkt i. d. Opf. — a von vorne, b von der Seite, c von hinten, daneben Querschnittbild durch die Mitte des Wirbelkörpers, d von oben, e von unten.


a
b
c
d
e
1 2 3
cm

nicht exakt zu ermitteln ist. So viel kann immerhin festgestellt werden, daß sie nicht kreisrund, sondern hochoval und unter dem Neuralkanal etwas abgeflacht waren. Der Wirbelkörper ist in der Mitte stark eingeschnürt. Dabei ist die laterale Konkavität stärker als die ventrale. Deshalb erscheint das Centrum im mittleren Querschnitt wesentlich höher als an den Endflächen. Der Wirbel ist platycoel. Die centralen Gelenkflächen sind an den Rändern wulstartig begrenzt. Sowohl an der vorderen als auch an der hinteren Fläche befindet sich die tiefste Einsenkung in der oberen Hälfte. Die Flächen haben im übrigen ein unregelmäßiges, unscharf höckeriges Relief. Die beiden Endflächen stehen nicht parallel, sondern bilden miteinander einen nach dorsal offenen Winkel von 5°.

Der Neuralbogen geht nahtlos und ohne Abstufung aus dem Wirbelkörper hervor. Der Neuralkanal ist an den beiden Enden trichterartig erweitert und hier in seinem oberen Teil etwas breiter als hoch. Zur Mitte hin verengt er sich zu einem hochovalen Querschnitt, der vor allem darauf zurückzuführen ist, daß sich der Neuralkanal ventral rinnenartig eintieft und in der Mitte seine tiefste Stelle erreicht. Die lateralen Ränder des Neuralkanals springen vorne und hinten bogenförmig zurück (Incisurae vertebrales), um den vom Rückenmark abzweigenden Spinalnerven Durchtritt zu gewähren.

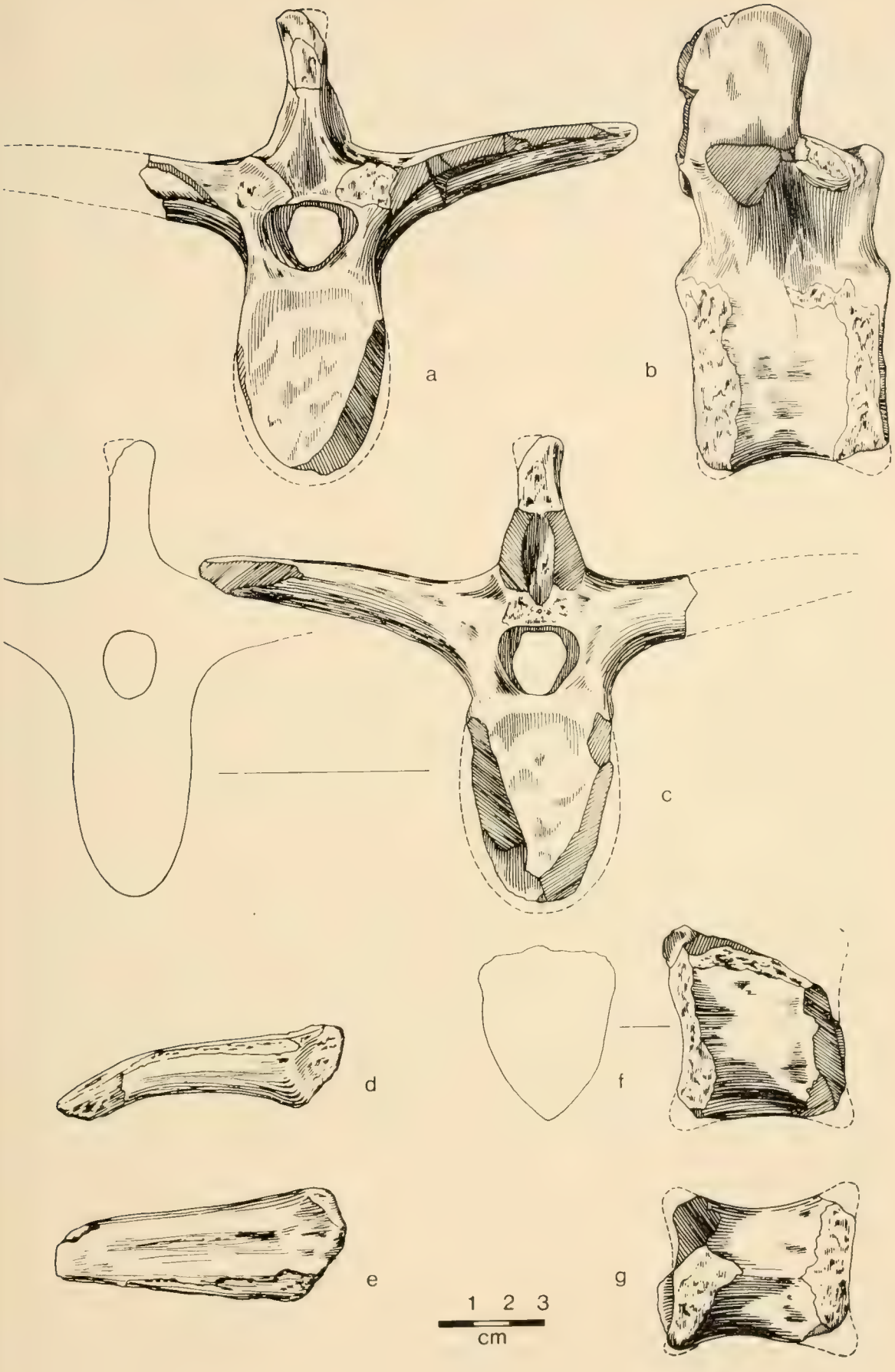
Die Querfortsätze sind breit ausladend und steigen nach dorsal an. Die Enden der Diapophyse mit den Gelenkfacetten für das Rippentuberculum sind weggebrochen. Auch die Gelenkflächen der Parapophysen sind nicht erhalten. Diese lagen jedoch vollständig auf dem Querfortsatz, ein Merkmal, das eine Lokalisierung dieses Wirbels in der Reihe der vorderen Dorsalwirbel ausschließt. Median sind die Querfortsätze breit. Ihre Ausdehnung parallel zur Wirbellängsachse beträgt gut $^3/_4$ der Länge des Wirbelkörpers. Ein Querschnitt in dieser Region zeigt, daß die Querfortsätze vorne im Bereich der Parapophyse verdickt sind, dann dünner werden und hinten sehr stark an Höhe zunehmen. Die Verdünnung hat ihren Grund in einer quer zur Wirbelachse verlaufenden Hohlkehle auf der Ventralseite des Querfortsatzes.

Die Präzygapophysen sind zwar beschädigt, lassen aber erkennen, daß sie nicht über den Wirbelkörper hinausragen. Die Gelenkflächen weisen nach schräg oben und liegen über den Seitenwänden des Neuralkanals. Von Ihnen erstreckt sich je eine stumpfe Kante nach hinten und zieht zur Vorderseite des Dornfortsatzes hoch. Zwischen sich und über dem Dach des Neuralkanals schließen diese eine breite Rinne zur Aufnahme der Interspinal-Ligamente ein. Die Postzygapophysen sind an ihrer Basis weggebrochen. Sie waren nur schmal, entspringen ziemlich steilgestellt an der Hinterseite des Neuraldornes und begrenzen eine hohe, schmale Ligamentgrube.

Der relativ niedrige Dornfortsatz ist vorne und hinten beschädigt. Er sitzt über der hinteren Wirbelhälfte. Oben ist eine leichte Verdickung festzustellen.

---

Abb. 2: *Steneosaurus* sp., Malm Alpha 2, Sengenthal bei Neumarkt i. d. Opf. — a—c Dorsalwirbel, BSP 1976 I 183, a von vorne, b von der Seite, c von hinten, daneben Querschnittbild durch die Mitte des Wirbelkörpers; d—e rechter Lendenwirbel-Querfortsatz, BSP 1976 I 185, d von vorne, e von oben; f—g Wirbelkörper eines (?) Hals- oder vorderen Dorsalwirbels, BSP 1976 I 184, f von der Seite, daneben Querschnittbild durch die Mitte des Wirbelkörpers, g von unten.


a
b
c
d
e
f
g
1 2 3
cm

BSP 1976 I 183 (Abb. 2 a—c)

Der zweite hier zu beschreibende Dorsalwirbel ist geringfügig kürzer und in der Mitte des Wirbelkörpers schmäler. Die Ränder der Endflächen sind fast ganz weggebrochen. Es kann nicht entschieden werden, ob die Position dieses Wirbels unmittelbar vor oder nach dem zuerst beschriebenen anzunehmen ist. Im Gesamtcharakter läßt sich Übereinstimmung feststellen. Der Neuralkanal erscheint hier allerdings von vorne größer und mehr dreieckig mit flachem Dach. Der Neuralbogen geht auch hier nahtlos aus dem Centrum hervor. Der rechte Querfortsatz ist zum größten Teil weggebrochen. Die Parapophysen liegen ganz auf den Querfortsätzen, die die gleiche steile Orientierung wie beim ersten Wirbel zeigen. Vollständiger ist lediglich der Dornfortsatz. Sein Vorderrand ist an der Basis eingebuchtet und springt weiter oben nach vorne vor. Oben ist er verdickt, die hintere Begrenzung einschließlich der Postzygapophysen ist nicht erhalten.

BSP 1976 I 184 (Abb. 2 f—g)

Bei diesem Fragment eines Wirbelkörpers sind die Endflächen stark beschädigt. Der obere Teil fehlt zusammen mit dem gesamten Neuralbogen. Originale Knochenoberfläche ist nur an den Flanken und an der Ventralseite erhalten geblieben. Es ist wieder die typische laterale Einschnürung zu beobachten. Abweichend von den Dorsalwirbeln ist hier aber eine Ventralkante in der Medianlinie ausgebildet. Bei den bisher beschriebenen *Steneosaurus*-Skeletten ist eine derartige Kante noch nicht beobachtet worden, wohl aber beim oberjurassischen *Dakosaurus* (S. 62) und zwar bei den Hals- und den vordersten Rumpfwirbeln. Wie später gezeigt, können unsere Dorsalwirbel nicht zu *Dakosaurus* gehören. Aus der Seltenheit von Wirbeltierfunden im Unteren Malm von Sengenthal und der Fundsituation muß aber angenommen werden, daß alle hier vorliegenden Fundstücke von einem Individuum stammen. Dieser Wirbelkörper wird deshalb mit Vorbehalt der Halsregion zugewiesen und als Cervicalwirbelcentrum von *Steneosaurus* sp. betrachtet.

BSP 1976 I 185 (Abb. 2 d—e)

Das letzte Knochenstück läßt sich als der rechte Querfortsatz eines Lendenwirbels bestimmen. Es ist 84 mm lang und an der Basis 33 mm breit. Die Hinterseite ist wie bei den Dorsalwirbelquerfortsätzen verdickt und gerundet, während die Vorderseite eine Kante bildet. Zwei Merkmale weisen diesen Knochenrest der Lendenregion zu: Es findet sich keine Spur einer Parapophyse und der Fortsatz zeigt eine deutliche Krümmung nach ventral. Dies stimmt mit entsprechenden Lendenwirbeln von *Steneosaurus larteti* var. *kokeni* aus dem Oxford Clay von Peterborough (Auer 1909) und von *Steneosaurus* sp. aus dem Ober-Oxford von Dielsdorf, Kanton Zürich, (Krebs 1962) überein. Die Oberseite des Sengenthaler Querfortsatzes zeigt eine leichte Depression in der Längserstreckung und eine stärkere Herabbiegung des äußersten Endes.

## Systematische Stellung

Reptilienwirbel von der Größe der vorliegenden können im Oberen Jura von Ichthyosauriern, Plesiosauriern, Saurischiern, Ornithischiern und Krokodiliern stammen. Bei den Ichthyosauriern sind die Wirbelkörper sehr kurz und ausgeprägt bikonkav, die Verbindung mit dem Neuralbogen ist nicht sehr fest, bei den Plesio-

Maß-Tabelle (in mm)

| | 1976 I 182 | 1976 I 183 | 1976 I 184 |
|---|---|---|---|
| Größte Länge des Centrums | 62,5 | 61 | ca. 55 |
| Höhe der vorderen Endfläche | ca. 60 | ca. 57 | — |
| Breite der vorderen Endfläche | ca. 45 | — | — |
| Höhe der hinteren Endfläche | 59 | ca. 59 | — |
| Breite der hinteren Endfläche | 47 | — | — |
| Breite des Centrus in der Mitte | 37,5 | 34 | ca. 38 |
| Höhe des Neuralbogens vom Grunde des Neuralkanals | ca. 69 | ca. 71 | — |
| Breite des Neuralbogens über die Querfortsätze | | | |
| erhalten | 182 | 141 | — |
| rekonstruiert | | 210 | — |
| Höhe des Dornfortsatzes über dem Neuralkanal | ca. 49 | ca. 56 | — |

sauriern besitzen die Dorsalwirbel sehr hohe Dornfortsätze bei vergleichsweise kurzem Centrum und nur e i n e Rippengelenkung am Querfortsatz (WELLNHOFER 1970). Die Ausbildung von Diapophyse und Parapophyse weisen die vorliegenden Dorsalwirbel eindeutig den Archosauriern zu. Sie können aber weder von einem Saurischier noch von einem Ornithischier stammen. Bei der zuerst genannten Dinosaurierordnung erreicht die Parapophyse nicht den Querfortsatz, bei der zuletzt genannten ist der Neuralbogen sehr hoch und die Querfortsätze ragen steil nach schräg oben. Die beiden Dorsalwirbel von Sengenthal stammen also von einem Krokodilier. Ebenso dürften das vermutete Halswirbelfragment und der Lendenwirbelquerfortsatz vom selben Individuum stammen.

Sämtliche Krokodile des Oberen Jura lassen sich zwei Unterordnungen zuweisen: den Mesosuchia und den Thalattosuchia[1]). Die Mesosuchierfamilie Atoposauridae hat wegen ihrer durchwegs kleinwüchsigen Vertreter ebenso auszuscheiden, wie die Goniopholidae, die in Europa erst im obersten Jura (Purbeck) auftreten und relativ klein sind. Es bleibt nur die Familie Teleosauridae, die eine stratigraphische Reichweite vom Oberen Lias bis einschließlich Malm aufweist. Hier sind die Gattungen *Machimosaurus*, und *Steneosaurus* zu einem näheren Vergleich heranzuziehen. Die Thalattosuchia mit der einzigen Familie Metriorhynchidae rangieren stratigraphisch vom Mittleren Jura bis in die Untere Kreide. Es sind hier die Gattungen *Metriorhynchus* und *Dakosaurus* zu überprüfen.

[1]) BUFFETAUT (1977: 253) betrachtet die Thalattosuchia als einfache Infraordnung der Mesosuchia.

Vergleich mit den Metriorhynchiden

Die Metriorhynchiden sind voll marine Krokodile mit einigen aquatischen Spezialisierungen. Der Schwanz ist heterozerk gebaut, die Gliedmaßen sind zu ausgedehnten, paddelförmigen Strukturen umgebildet. Die Gattung *Metriorhynchus* kommt hauptsächlich im höheren Jura von England und Frankreich vor und wurde in Deutschland noch nicht mit Sicherheit nachgewiesen (KUHN 1968). Die vollständigsten Funde mit postcranialem Skelettmaterial, speziell der uns hier interessierenden Wirbelsäule, wurden vor allem im Oxford-Clay (Callovian) von Peterborough, England, gefunden und eingehender beschrieben (SCHMIDT 1904; ARTHABER 1906; ANDREWS 1913) (Abb. 3). Die Neuralbögen sind von den Wirbelkörpern durch deutliche Suturen getrennt. Die Querfortsätze sind stets leicht nach ventral gerichtet und der Neuralkanal scheint dorsal eine Längsfurche aufzuweisen. ARTHABER (1906) beobachtete auf der Unterseite der Halswirbel eine „kammartig vortretende, längsstehende Mittellinie im hinteren Teile", ebenso bei den ersten Rumpfwirbeln. ANDREWS (1913) weist jedoch darauf hin, daß bei unverdrückten Wirbeln kein Kiel in der mittleren Ventrallinie der Wirbelkörper ausgebildet ist. Nach hinten werden die Wirbelcentra von *Metriorhynchus* länger und zylindrischer, die Dornfortsätze sind ein wenig nach vorne geneigt und am Oberende stark verdickt.

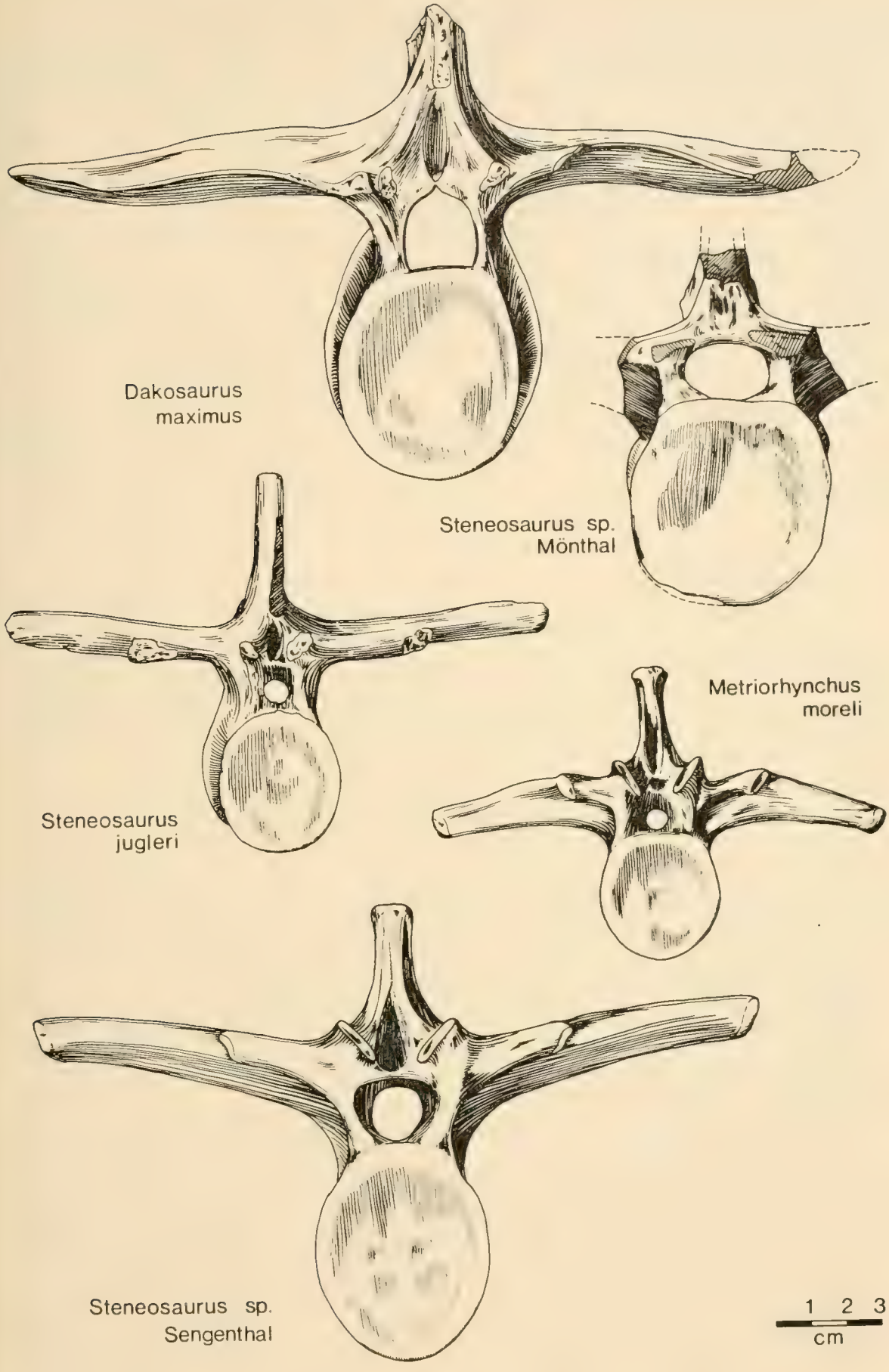
Neuerdings beschrieb BUFFETAUT (1977) aus dem Oberen Oxfordien (Rauracien) der Ile de Ré (Charente-Maritime) unter Skelettresten von *Metriorhynchus superciliosus* auch zwei hintere Dorsalwirbel. Sie erreichen zwar nicht die Größe der Wirbel von Sengenthal, sind aber doch recht ähnlich, besonders im Hinblick auf die hochovalen Gelenkflächen und die horizontalen, ja leicht nach dorsal gerichteten Querfortsätze. Die Zygapophysengelenkflächen stehen jedoch steiler und die Öffnung des Neuralkanals erscheint queroval und nicht dreieckig.

In einer weiteren Arbeit über Krokodilier des mittleren und oberen Jura der Bourgogne werden von BUFFETAUT & THIERRY (1977) Dorsalwirbel aus dem mittleren Oxford von Etrochey (Cote d'Or) beschrieben und abgebildet. Ihre hochovalen und eingeschnürten Wirbelkörper erinnern ebenfalls an die vorliegenden Wirbel, verschiedene Merkmale am Neuralbogen dagegen weniger. Den genannten Autoren war es nicht möglich, sie eindeutig den Metriorhynchiden oder den Teleosauriden zuzuordnen. Es erscheint deshalb schwierig, isolierte Wirbel z. B. von *Metriorhynchus* und *Steneosaurus* eindeutig zu unterscheiden.

Die zweite Thalattosuchiergattung, *Dakosaurus*, ist im europäischen Oberjura und der Unterkreide verbreitet, kommt jedoch offenbar nicht in Schichten vor, die älter als Kimmeridge sind (STEEL 1973). Im höheren Malm von Württemberg und Bayern sind die großen, typischen *Dakosaurus*-Zähne keine Seltenheit. Von Bedeu-

---

Abb. 3: Krokodilier-Dorsalwirbel des Oberen Jura: *Dakosaurus maximus* PLIENINGER, 15. Wirbel, Oberer Weißjura, Staufen bei Giengen a. d. Br. (nach FRAAS 1902). — *Steneosaurus* sp., Birmenstorfer Schichten, Oxfordien, Weisser Graben bei Mönthal, Aargau, Schweiz (nach KREBS 1967 b). — *Metriorhynchus moreli* DESLONGCHAMPS, Oxford Clay, Callovian, Peterborough, England (nach ANDREWS 1913). — *Steneosaurus jugleri* H. v. MEYER, 10. Dorsalwirbel, Kimmeridge, Lindner Berg bei Hannover (nach SELENKA 1867). — *Steneosaurus* sp., Rekonstruktion nach BSP 1976 I 182 und 183, Malm Alpha 2 (Untere Oxford-Schichten), Sengenthal bei Neumarkt i. d. Oberpfalz.


Dakosaurus
maximus
Steneosaurus sp.
Mönthal
Steneosaurus
jugleri
Metriorhynchus
moreli
Steneosaurus sp.
Sengenthal
1 2 3
cm

tung ist hier ein 4 Meter langes Skelett von *Dakosaurus maximus* aus dem oberen Weißjura von Staufen in Württemberg, das E. Fraas (1902) beschrieben hat. Die Wirbel (Abb. 3) sind kurz und gedrungen, in der Mitte eingeschnürt, die Endflächen aber fast kreisrund. Der beim 7. Halswirbel noch scharf ausgeprägte mediane Grat auf der Unterseite ist auch noch bei den vorderen Rumpfwirbeln vorhanden, fehlt aber ab dem 13. Wirbel. Die Querfortsätze sind sehr kräftig und stehen im rechten Winkel zum Neuralbogen, sind aber in der Lendenregion nach schräg unten gerichtet. Der Dornfortsatz der Rumpfwirbel ist relativ niedrig, jedoch oben verdickt und abgeschrägt. Hulke (1869) beschrieb postcraniales Skelettmaterial aus dem Kimmeridgian der Kimmeridge Bay in Dorset, England, das später von Woodward (1885) zu *Dakosaurus mansellii* (Hulke) gestellt wurde. Hier haben die Rumpfwirbel ein zylindrisches Centrum, das in der Mitte eingeschnürt und lateral komprimiert ist. Die Artikularflächen sind jedoch auch hier fast kreisrund. Bemerkenswert ist, daß der Neuralkanal eine Längsfurche aufweist, die in der Mitte am tiefsten ist. Wenn auch einige Merkmale der *Dakosaurus*wirbel mit den Wirbeln von Sengenthal übereinstimmen, wie die ventrale Längskante am Centrum und die Form des Neuralkanals, so sprechen doch die hochovalen Endflächen und die leicht nach oben gerichteten Querfortsätze unserer Wirbel gegen eine eindeutige Zuordnung zu dieser Gattung.

### Vergleich mit den Teleosauriden

Die Gattung *Machimosaurus* kommt vom obersten Oxford bis ins unterste Portland in Europa vor und ist fast nur durch Zahnfunde belegt. Krebs (1967a) konnte aus dem Kimmeridge der Grube Guimarota in Portugal auch Schädel- und Skelettreste nachweisen und zeigen, daß *Machimosaurus* ein Teleosauride ist. Unter dem postcranialen Material fanden sich auch zwei Thoracalwirbel. Gegenüber den Wirbeln von Sengenthal besitzen sie relativ niedere Neuralbögen und kreisrunde Endflächen. Nach Krebs (1967 a) ist das postcraniale Skelett, abgesehen von der absoluten Größe, nicht von jenem eines *Steneosaurus* zu unterscheiden.

Bleibt als letzte zu vergleichende Form die Gattung *Steneosaurus*. Sie kommt vom Oberen Lias bis in den Oberen Malm vor und ist der bekannteste und verbreitetste Krokodilier des Jura (Kuhn 1968). In Deutschland wurde er im Toarcien (Posidonienschiefer) gefunden (Westphal 1962), ist aber auch aus dem Kimmeridge von Hannover beschrieben worden (Selenka 1867). Die Mehrzahl der etwa 30 *Steneosaurus*-Arten ist auf Schädelmaterial begründet. Wirbel sind mit Exemplaren aus dem Callovien von Peterborough, England (Auer 1909; Andrews 1913), aus den Birmenstorfer Schichten im Kanton Aargau, Schweiz (Krebs 1976 b) und aus dem Ober-Oxford von Dielsdorf, Kanton Zürich, Schweiz (Krebs 1962), eingehender beschrieben worden.

Von besonderem Interesse sind hier die Funde aus den Birmenstorfer Schichten, zwei Dorsalwirbel, weil sie stratigraphisch der *transversarium*-Zone entstammen und so mit den Wirbeln von Sengenthal altersgleich sind (Abb. 3).

Die Sengenthaler Wirbel stimmen weitgehend mit denen aus dem Aargauer Jura in der von Krebs (1967 b) gegebenen Charakterisierung überein. Hervorzuheben sind folgende beiden Funden gemeinsame Merkmale: Die Flanken des Wirbelkörpers sind stärker eingeengt als die Basis, woraus sich ein seitlich zusammengedrückter mittlerer Querschnitt ergibt. Die Endflächen sind sanft höckerig, der tiefste Punkt ist exzentrisch nach dorsal verschoben. Der Dornfortsatz steht über der hin-

teren Hälfte des Centrums und ist leicht nach hinten geneigt. Der Neuralkanal ist in der Mitte enger und runder, sein Boden senkt sich etwas nach unten ein. Die Naht zwischen Neuralbogen und Wirbelkörper ist völlig verwachsen. In Anbetracht der bruchstückhaften Erhaltung jener Wirbel können sie nicht auf e i n e Art bezogen werden, ja die mehr kreisrunden Endflächen der Aargauer Stücke sprechen eher dagegen.

Die *Steneosaurus*-Wirbel aus dem Oxford-Clay von Peterborough (Callovian) haben leicht hochovale Endflächen, sind länger als hoch, besitzen aber nach ventral gerichtete Querfortsätze (Auer 1909; Andrews 1913).

Selenka (1867) beschrieb aus dem Kimmeridge („*Pteroceras*-Schichten") des Lindner Berges bei Hannover *Steneosaurus*-Wirbel (als *Sericodon jugleri* H. v. M.), die den Wirbeln von Sengenthal sehr ähnlich sind (Abb. 3). Auffallend sind vor allem die leicht nach oben weisenden Querfortsätze und die hochovalen Endflächen (Selenka 1867: Taf. 10, Fig. 13). Der obere Bogen ist mit dem Wirbelkörper durch eine Naht verbunden. Die Wirbel sind jedoch kleiner als die von Sengenthal, so daß hier vielleicht ein jüngeres Individuum vorliegt, bei dem die Nähte noch nicht verwachsen waren.

Zusammenfassend können die Wirbel aus den *transversarium*-Schichten von Sengenthal der Gattung *Steneosaurus* zugeordnet werden. Aus Mangel an vollständigeren Vergleichsskeletten sind die Funde spezifisch nicht ansprechbar. Es handelt sich damit um den ersten sicheren Nachweis von *Steneosaurus* im Unteren Malm Deutschlands. Es bestehen enge Beziehungen zu altersgleichen Vorkommen im Kanton Aargau (Schweiz) und zu jüngeren aus dem Kimmeridge von Hannover. Das von Kuhn (1939: 494) beschriebene Krokodilier-Schnauzenstück mit Zähnen aus dem Malm Beta von Vierzehnheiligen in der Nördlichen Frankenalb muß in seiner Bestimmung („*Steneosaurus*" *suprajurensis* Schlosser) unsicher bleiben.

## Schriftenverzeichnis


Andrews, C. W. (1913): A Descriptive Catalogue of the Marine Reptiles of the Oxford Clay. Part II. — XXIV u. 206 S., 13 Taf., 73 Abb.; Brit. Mus. (Natur. Hist.), London.

Arkell, W. J. (1933): The Jurassic System in Great Britain. — 681 S.; Oxford.

Arthaber, G. v. (1906): Beiträge zur Kenntnis der Organisation und der Anpassungserscheinungen des Genus *Metriorhynchus*. — Beitr. Paläont. Geol. Österr. Ung. Orient, **19** (4): 287—320, 9 Abb., Taf. 22—27; Wien und Leipzig.

Auer, E. (1909): Über einige Krokodile der Juraformation. — Palaeontographica, **55**: 217—294, 15 Abb., Taf. 22—26; Stuttgart.

Buffetaut, E. (1977): Sur un crocodilien marin *Metriorhynchus superciliosus*, de l'Oxfordien supérieur (Rauracien) de l'Ile de Ré (Charente-Maritime). — Ann. Soc. Sci. Nat. Charente-Maritime, **6** (4): 252—266, 4 Abb.; La Rochelle.

Buffetaut, E. & Thierry, J. (1977): Les crocodiliens fossiles du Jurassique moyen et supérieur de Bourgogne. — Geobios, **10** (2): 151—194, 4 Abb., 9 Taf.; Lyon.

Fraas, E. (1902): Die Meer-Crocodilier (Thalattosuchia) des oberen Jura unter specieller Berücksichtigung von *Dacosaurus* und *Geosaurus*. — Palaeontographica, **49**: 1—72, 7 Abb., Taf. 1—8; Stuttgart.

Freyberg, B. v. (1966): Der Faziesverband im Unteren Malm Frankens. Ergebnisse der Stromatometrie. — Erlanger geol. Abh., **62**: 112 S., 22 Abb., 8 Taf.; Erlangen.

Hulke, J. W. (1869): Fossil Remains of a Gavial-like Saurian from Kimmeridge Bay. — Qu. J. Geol. Soc., **25:** 390—400, Taf. 17—18; London.

Kolb, H. (1965): Die Schichtenfolge des oberen Braunen Jura im Steinbruch des Kalk- und Zementwerkes Behringer am Winnberg bei Sengenthal/Neumarkt. — Geol. Bl. NO-Bayern, **15:** 83—90; Erlangen.

Krebs, B. (1962): Ein *Steneosaurus*rest aus dem Oberen Jura von Dielsdorf, Kt. Zürich, Schweiz. — Schweiz. Paläont. Abh., **79:** 28 S., 7 Abb., 2 Taf.; Basel.

Krebs, B. (1967 a): Der Jura-Krokodilier *Machimosaurus* H. v. Meyer. — Paläont. Z., **41,** (1/2): 46—59, 4 Abb.; Stuttgart.

Krebs, B. (1967 b): Zwei *Steneosaurus*-Wirbel aus den Birmenstorfer Schichten (Ober-Oxford) vom „Weissen Graben" bei Möntal (Kt. Aargau). — Ecolg. geol. Helv., **60** (2): 689—695, 2 Abb.; Basel.

Kuhn, O. (1939): Beiträge zur Fauna des Oxford und Kimmeridge in Nordbayern. — N. Jb. Min. Geol. Paläont., **80** (B): 464—497, Taf. 14—16; Stuttgart.

Kuhn, O. (1968): Die vorzeitlichen Krokodile. — 124 S., 68 Abb.; Krailling bei München (Oeben).

Lahner, L. & Stahl, G. (1969): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6734 Neumarkt i. d. Opf. — 83 S., 7 Abb., 5 Tab., 2 Taf., 1 geol. Kt.; München (Bayer. Geol. L. A.).

Schmidt, W. E. (1904): Über *Metriorhynchus Jaekeli* nov. sp. — Z. deutsch. geol. Ges., **56:** 97—108, 3 Abb., Taf. 11—12; Berlin.

Schmidt-Kahler, H. & Zeiss, A. (1973): Die Juragliederung in Süddeutschland. — Geologica Bavarica, **67:** 155—161; München.

Selenka, E. (1867): Die fossilen Krokodilinen des Kimmeridge von Hannover. — Palaeontographica, **16** (1866—1869): 137—144, Taf. 9—11; Cassel.

Steel, R. (1973): Crocodylia. — in O. Kuhn (Hrsg.) Handbuch der Paläoherpetologie, **16:** 116 S., 33 Abb.; Stuttgart, Portland (G. Fischer).

Wellnhofer, P. (1970): Plesiosaurier-Reste aus dem Opalinuston von Amberg (Oberpfalz). — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **10:** 261—270, 5 Abb.; München.

Westphal, F. (1962): Die Krokodilier des deutschen und englischen Oberen Lias. — Palaeontographica, **118** (A): 23—118, 29 Abb., Taf. 1—7; Stuttgart.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 18 | 65—91 | München, 30. 12. 1978

# Krokodilreste aus der miozänen Spaltenfüllung Appertshofen nördlich von Ingolstadt

Von Eugen Scherer*)

Mit Tafel 6


## Kurzfassung

Die Spaltenfüllung von Appertshofen in der südlichen Frankenalb nördlich von Ingolstadt (in Weißjura ξ) enthält in großer Menge leider äußerst fragmentarische Krokodilreste, die nach Detailmerkmalen von Schädel- und Unterkieferfragmenten als *Diplocynodon* cf. *buetikonensis* (H. v. Meyer 1854) bestimmt werden. Beim Vergleich mit den Krokodilresten von Sandelzhausen (bei Mainburg in Niederbayern, Obere Süßwasser-Molasse) läßt die auffallende Übereinstimmung in 2 wichtigen Merkmalen, in der ungewöhnlich schmalen Form der Symphyse des Unterkiefers und in der Oberflächenbeschaffenheit der Zahnkronen mit dem Nebeneinander von glatten und schwach skulptierten Zähnen den Schluß zu, daß die Krokodile von Appertshofen und Sandelzhausen einander nahestehen, wahrscheinlich zur selben Spezies gehören und daß die beiden Fundstellen wahrscheinlich zeitlich nicht sehr weit auseinander liegen.

## Abstract

The fissure filling of Appertshofen in the Southern Franconian Alb northerly of Ingolstadt (in Upper Jurassic) contains a great quantity of extremly fragmentary remains of crocodiles, which according to some features of fragments of the skull and the mandible are determined as *Diplocynodon* cf. *buetikonensis* (H. v. Meyer 1854). On comparing them with the remains of the crocodiles of Sandelzhausen (near Mainburg in Lower Bavaria, Upper Freshwater Molasse) the striking correspondence in two important features, in the unusually narrow form of the symphysis of the mandible and in the condition of the surface of the dental crowns, side by side smooth ones and faintly sculptured ones, allows the conclusion that the crocodiles of Appertshofen and Sandelzhausen are closely related, probably are of the same species and that the two localities are in the time probably not very far-off.


*) Dr. med. E. Scherer, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, Richard-Wagner-Str. 10, D-8000 München 2.

Résumé

Le remplissage de la fissure d'Appertshofen dans l'Alb Franconienne meridionale au nord d'Ingolstadt (dans le Jurassique supérieur) contient une grande quantité d'extrememente fragmentaires restes de crocodiliens que nous déterminons d'après quelques marques des fragments du crâne et de la mandibule comme *Diplocynodon* cf. *buetikonensis* (H. v. Meyer 1854). En comparaison avec les restes des crocodiliens de Sandelzhausen (près de Mainburg en Basse Bavière, Molasse d'eau douce supérieure) la concordance frappante entre deux marques importantes, la form extraordinairement étroite de la symphysis de la mandibule et la condition superficielle des couronnes des dents, l'unes à côté des autres lisses et faiblement sculptées, permet la conclusion, que les crocodiliens d'Appertshofen et de Sandelzhausen se rapprochent, probablement sont de la même espèce et que les deux endroits dans le temps probablement ne sont pas très éloignés.

Inhaltsübersicht

Einleitung . . . . . 66
Material . . . . . 67
Beschreibung der Fundstücke . . . . . 68
Schädel . . . . . 68
Unterkiefer . . . . . 77
Zähne . . . . . 81
Das postkraniale Skelett . . . . . 82
Hautknochenplatten . . . . . 84
Bestimmung der Fundstücke . . . . . 84
Vergleich mit den Krokodilresten von Sandelzhausen . . . . . 88
Danksagungen . . . . . 89
Literatur . . . . . 89

## Einleitung

Bei einer Brunnengrabung am Westende von Appertshofen in der südlichen Frankenalb nördlich Ingolstadt wurde 1953 eine fossilführende lehmig-sandige Spaltenfüllung angeschnitten, nachdem man den Brunnenschacht 6 Meter tief durch Massenkalk des Oberen Weißen Jura (Weißjura ξ nach Schnitzer 1965) gebrochen hatte. Dehm hat 1961(b) (p. 37/38) darüber berichtet, eine Faunenliste mit einem hohen Anteil wasserlebender Tiere mitgeteilt und darauf hingewiesen, daß die reiche Fisch- und Reptilfauna unmöglich in einem begrenzten Karsttümpel gelebt haben kann, sondern ein größeres Süßwasserbecken voraussetzt.

Die zeitliche Einstufung hat Schwierigkeiten bereitet, weil zu wenig Material von Säugern vorhanden ist. Die 2 *Cricetodon*-Zähne aus dieser Fauna (Inv.-Nrn. BSP 1953 II 1 und 2) wurden von Fahlbusch 1964 in seiner Arbeit über die Cricetiden der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns besprochen und abgebildet: der linke $M^1$ (Text p. 88 und Abb. 13 f auf p. 28) wurde *Democricetodon (Democric.) minor gracilis* von Langenmoosen, der rechte $M^2$ (Text p. 90 und Abb. 27 f auf p. 42) *Democricetodon (Democric.) affinis mutilus* von Langenmoosen zugeordnet

und daraus der Schluß gezogen (p. 90), daß die Spaltenfüllung von Appertshofen etwa gleichen Alters sein dürfte wie die Fauna von Langenmoosen, die eine der ältesten der Bayerischen Oberen Süßwasser-Molasse ist. Cicha, Fahlbusch & Fejfar (1972) haben die Fauna von Langenmoosen in das Karpat eingestuft; darnach wäre auch die Spaltenfüllung von Appertshofen in das Karpat zu stellen.

Die Fauna von Sandelzhausen bei Mainburg in Niederbayern (Obere Süßwasser-Molasse), die auch Krokodilreste geliefert hat (Scherer 1973), ist nach den Cricetiden, besonders *Megacricetodon gregarius* aff. *bavaricus* sicher jünger (Fahlbusch, Gall & Schmidt-Kittler 1974) und wurde von Cicha, Fahlbusch & Fejfar (1972, Tabelle 2) in den oberen Abschnitt des Baden (Děviner Folge) eingeordnet.

Wir werden sehen, daß in Appertshofen und in Sandelzhausen dieselbe *Diplocynodon*-Spezies vorzuliegen scheint.

## Material

Das Krokodilmaterial von Appertshofen ist äußerst fragmentarisch und offenbar bei der Ausräumung des steinharten Spalteninhalts mit dem Pickel zusätzlich zerschlagen worden. In vielen Fällen konnten scharfkantige Kleinfragmente (bis zu 8) zu größeren Stücken zusammengesetzt werden. Neben unzähligen Kleinstsplittern, die auf der Suche nach Zähnen von Kleinsäugern durch Schlämmen gewonnen wurden, sind mit Einschluß kleiner und sehr kleiner Stücke vorhanden:

303 Fragmente, davon
31 vom Schädel;
21 vom Unterkiefer;
1 nicht näher bestimmbares Kleinfragment von der Außenseite eines Kiefers;
4 Einzelzähne (dazu in situ 6 Zähne und ein Wurzelstumpf);
53 Fragmente von der Wirbelsäule;
36 von den Rippen;
0 vom Schultergürtel (typisch!);
4 vom Beckengürtel;
43 von den Extremitäten;
110 Hautknochenplatten, zum Teil nur Fragmente.

Das fortlaufend numerierte Material, das von mindestens 4 (siehe Angulare), nach der Wahrscheinlichkeitsrechnung sicher mehr Individuen stammt, gestattet die Annahme, daß nur eine einzige Krokodilspezies im Einzugsgebiet der Juraspalte vorhanden war. Es wird in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München unter den Inventar-Nrn. BSP 1953 II 7—309 aufbewahrt.

## Beschreibung der Fundstücke

*Diplocynodon* Pomel 1847
*Diplocynodon* cf. *buetikonensis* (H. v. Meyer 1854)

Tafel 6

### Schädel

Vom Schädel sind 31 Stücke (isolierte Knochen, zum Teil nur Fragmente) vorhanden, im einzelnen:

| | |
|---|---|
| vom Exoccipitale | 2 (ein rechtes und ein linkes); |
| vom Prooticum | 1 (ein linkes); |
| vom Praemaxillare | 1 (ein linkes); |
| vom Maxillare | 5 (2 rechte, 3 linke); |
| vom Nasale | 2 (vorderes Ende eines linken Nasale und ein Kleinstfragment); |
| vom Praefrontale | 1 (ein rechtes); |
| vom Lacrimale | 5 (3 rechte, 2 linke); |
| vom Frontale | 1 (nur ein Teil des vorderen Fortsatzes); |
| vom Parietale | 1 (etwas mehr als die vordere Hälfte); |
| vom Squamosum | 2 (2 linke); |
| vom Jugale | 3 (1 rechtes, 2 linke); |
| vom Quadratojugale | 1 (ein rechtes); |
| vom Ectopterygoid | 2 (ein rechtes und ein linkes); |
| vom Quadratum | 4 (2 rechte, 2 linke). |

Eine Rekonstruktion des Schädels ist nicht möglich, weil wichtige Teile fehlen und die vorhandenen Stücke von verschiedenen großen Individuen stammen. Es fehlen: die mittlere Partie der Schnauzenwölbung mit der Nasenöffnung und einem großen Teil der Nasalia; Teile der Schädeldachplatte; Basis und vorderer-lateraler Teil des Gehirnschädels; der größte Teil der Gaumenplatte. Es konnte nur ein einziger größerer Block aus 4 zusammengehörigen Stücken vom linken hinteren Ende des Schädels zusammengesetzt werden: Exoccipitale, Prooticum, Squamosum, Quadratum (Nrn. 8, 9, 26, 37). Ferner gehören das rechte Praefrontale-Fragment Nr. 18 und das rechte Lacrimale Nr. 19 zusammen, so daß die vordere Begrenzung der Augenhöhle dargestellt werden kann. Die Beschreibung kann daher kein Gesamtbild des Schädels, sondern nur einige Details liefern.

### Exoccipitale

Es ist ein rechtes (Nr. 7) und ein linkes Stück (Nr. 8) vorhanden, die nicht vom selben Tier stammen, weil eine deutliche Größendifferenz besteht. In den Details sind beide übereinstimmend.

Bemerkenswert ist die Anordnung der Foramina im medialen Bereich des Exoccipitale (Taf. 6, Fig. 1). Auf einer schräg von medial-oben nach lateral-unten

gedachten Linie liegen 3 Öffnungen: medial-oben das leicht ovale Foramen n. hypoglossi; es folgt eine kleine, schlitzförmige, schräg gestellte Öffnung, die in einen Kanal führt, der sich in der Tiefe zu krümmen scheint und eine durchgehende Sondierung nicht zuläßt; lateral-unten liegt das besonders große Foramen n. vagi, das an der Oberfläche nach lateral in eine schmale Rinne ausläuft und sich in der Tiefe in 2 Kanäle teilt: der mediale Kanal führt zum Foramen jugulare int. am hinteren-unteren Rand der Bulla tympanica, der laterale zur Paukenhöhle. Welche Gebilde in diesen Kanälen verlaufen, soll hier nicht näher erötert werden (siehe DE BROIN 1965, IORDANSKY 1973). Der weiter unten gelegene Kanal der Art. carotis int. ist aufgebrochen, weil die ventrale Spitze des Exoccipitale, die sich zwischen Basioccipitale und Quadratum einschiebt, zu Verlust gegangen ist.

## Prooticum

Vorhanden ist ein linkes Prooticum-Fragment (Nr. 9). An der Anlagefläche zum Supraoccipitale erkennt man den Querschnitt des vorderen vertikalen Bogenganges, an der Anlagefläche zum Exoccipitale den Querschnitt des horizontalen (auch lateralen oder äußeren) Bogenganges. Wenn man das Prooticum mit dem linken Exoccipitale (Nr. 8) zusammensetzt, erhält man bei der Betrachtung mit der Lupe von medial her einen Einblick in das knöcherne Labyrinth, weil die dünne Knochenlamelle der Bulla tympanica weitgehend zu Verlust gegangen ist. Das Vestibulum ist ein unregelmäßiges Ovoid (BAIRD), das von der lateralen Seite her eingebuchtet ist. Die Ampulle des vorderen vertikalen Bogenganges liegt ganz vorn, die des hinteren vertikalen Bogenganges ganz hinten. Dazwischen erstreckt sich der horizontale Bogengang, dessen beide Öffnungen zu sehen sind. Zwischen diesen beiden Öffnungen liegt die senkrecht verlaufende Naht zwischen Prooticum und Exoccipitale. Die vordere Öffnung liegt deutlich näher zur Naht als die hintere. Die Ampulle des horizontalen Bogenganges stellt sich, weniger scharf abgesetzt, als eine Ausweitung zwischen seiner vorderen Öffnung und der Ampulle des vorderen vertikalen Bogenganges dar. Der Gehörteil des knöchernen Labyrinths ist zerstört.

## Praemaxillare

Es ist nur ein linkes Praemaxillare (Nr. 10) vorhanden. Das Fragment umfaßt den Processus alveolaris mit den Alveolen 2—5 und einen Teil der Gaumenplatte mit der unvollständigen Umrandung des Foramen incisivum (Taf. 6, Fig. 2).

Es fehlt das vordere Ende mit der 1. Alveole. Vor der 2. Alveole befindet sich im Verlauf des Alveolarfortsatzes eine große, hoch hinaufreichende, glatte Grube zur Aufnahme des 1. Unterkieferzahnes. Dann folgt die mittelgroße 2. und dicht anschließend die große 3. Alveole; nach einer Grube zur Aufnahme des 2. Unterkieferzahnes kommt die große 4. Alveole, dahinter dicht anschließend die 5. Alveole, die am kleinsten ist. Die 2. und die 3. Alveole, ebenso die 4. und die 5. stehen also paarweise dicht beisammen. Die Grube zwischen Alveole 3 und 4 ist ziemlich tief, in der Längsrichtung (mesial-distal) relativ schmal, in der Querrichtung (labial-lingual) breit, entsprechend dem großen Querdurchmesser der beiden benachbarten Alveolen.

Im Bereich und hinter der 5. Alveole steigt der Kieferrand, von außen gesehen, nach hinten oben an; von unten gesehen ist hier die äußere Kontur in einem sanften Bogen eingezogen. An der Naht zum Maxillare, die nicht vollständig erhalten ist, besteht kein Anhalt für die Ausbildung einer Grube zur gedeckten Aufnahme der Unterkiefereckzähne. Es ist vielmehr eine nach außen offene Kerbe (Nische) anzunehmen.

Das Foramen incisivum kann nicht ausreichend rekonstruiert werden, weil die Umrandung im hinteren Teil nicht vollständig erhalten ist. Am vorderen Ende ist eine Zuspitzung angedeutet.

Die Skulptur ist insgesamt eher schwach ausgeprägt.

Bemerkenswert ist, daß dieses Praemaxillare in der Anordnung der Alveolen und in der Verbindung mit dem Maxillare genau der Beschreibung entspricht, die Roger 1910 (p. 163, nur Text, keine Abbildung) für das obermiozäne *Diplocynodon* cf. *gracilis* von Dechbetten SW Regensburg (Braunkohlentertiär der Oberpfalz) gegeben hat.

## Maxillare

Es sind 5 Stücke vorhanden: 2 rechte und 3 linke (Nrn. 11—15). Es gibt kein einziges vollständiges Stück, so daß sich die Zahl der Zähne im Maxillare nicht feststellen läßt.

Rechtes vorderes Maxillare-Fragment (Nr. 11) mit den leeren Alveolen 1—12. Alveole 4 und 5 groß, fast gleich groß, die 5. etwas größer als die 4. Größere napfförmige Grübchen, die ausgesprochen zwischen den Alveolen gelegen sind, finden sich hinter der 5., 6., 7. und 8. Alveole. Hinter der 10. Alveole ein kleineres seichtes Grübchen weiter lingual. Von der Gaumenplatte ist nur vorn ein Teil mit der längsgefurchten Naht zum Praemaxillare erhalten. Skulptur etwa mittelstark ausgeprägt. Region des Tuber maxillare über der 5. Alveole beschädigt. Vertikale und horizontale Festonierung sind etwa mittelstark ausgebildet.

Linkes vorderes Maxillare-Fragment (Nr. 12) mit den leeren Alveolen 1—7. Alveole 4 und 5 groß, nahezu gleich groß, die 4. etwas größer als die 5. Größere napfförmige Grübchen im Interdentalraum hinter der 5. und 6. Alveole. Gaumenplatte vollständig zu Verlust gegangen. Skulptur mittelstark ausgeprägt. Angedeutetes Tuber maxillare über der 5. Alveole.

Es ist möglich, sogar wahrscheinlich, daß diese beiden Maxillare-Fragmente (Nrn. 11 und 12) vom selben Tier stammen. Vielleicht gehört auch das linke Praemaxillare Nr. 10 dazu.

Rechtes vorderes Maxillare-Fragment (Nr. 13) mit den Zähnen bzw. Alveolen 1—6. Alveole 4 und 5 groß, etwa gleich groß. Ein großes napfförmiges Grübchen im Interdentalraum hinter der 5., ein Rest eines Grübchens hinter der 6. Alveole. Skulptur sehr kräftig ausgeprägt, so daß anzunehmen ist, daß das Fragment von einem alten Tier stammt. Tuber maxillare sehr schwach ausgebildet, nur angedeutet. Die Naht zum Praemaxillare ist sowohl im Bereich der Konvexität als auch im Bereich der Gaumenplatte erhalten; auch die Naht zum Nasale ist vorhanden. Die horizontale Gaumenplatte ist mit der Mittelnaht vom vorderen Ende bis in Höhe des Interdentalraumes 4/5 erhalten, dahinter schräg nach hinten außen abgebrochen; hier sind die Lufträume in der Gaumenplatte eröffnet. Das Stück gestattet eine Aussage über den Verlauf der Nahtlinie zwischen Praemaxillare und Maxillare an der Gau-

menfläche. Die Naht ist übergreifend ausgebildet und mit dichtstehenden Längsfurchen versehen. Sie verläuft stark gezähnelt von lateral her zunächst annähernd quer, springt dann stufenförmig nach hinten und verläuft dann wieder annähernd quer. Sie ist also, wenn man beide Seiten zusammennimmt, in der Mitte deutlich U-förmig nach hinten ausgebogen. Bezahnung: Alveole 1 und 6 leer; der kleinere 2. Zahn (größerer Defekt an der Spitze) und der mittelgroße 3. Zahn (minimale Beschädigung der Spitze) zeigen eine scharf gezeichnete, feine Kannelierung der Krone, die an der lingualen Seite deutlicher ausgeprägt ist als labial; in der 4. Alveole steckt ein sehr kräftiger, dickwandiger Wurzelstumpf; Zahn 5 groß und kräftig, der größte vorhandene Zahn, bei flüchtiger Betrachtung glatt; mit der Lupe erkennt man ab dem mittleren Drittel, lingual deutlicher als labial, einige flache, abgerundete Längsleisten, die gegen die Spitze zu auslaufen.

Linkes vorderes Maxillare-Fragment (Nr. 14) mit den Zähnen bzw. Alveolen 1—8. Von der 6. Alveole ist nur die obere Kuppe mit einem Teil der anschließenden Vorderwand vorhanden, weil hier ein größeres Stück des Processus alveolaris bis zur Vorderwand der 7. Alveole ausgebrochen ist. Von der 8. Alveole ist nur ein Rest der Vorderwand erhalten. An diesem Stück fällt auf, daß nicht nur die 4. und 5. Alveole, sondern auch die 3. groß ist. Die 4. Alveole ist die größte von ihnen. Große napfförmige Grübchen im Interdentalraum hinter der 5. und 7. Alveole; ob auch hinter der 6. Alveole ein solches Grübchen vorhanden war, läßt sich nicht sagen, weil hier, wie oben erwähnt, ein größeres Stück zu Verlust gegangen ist. Die Naht zum Nasale ist in ganzer Länge des Stückes erhalten. Sie ist am vorderen Ende leicht nach außen abgewinkelt. Das Fragment vom vorderen Ende eines linken Nasale (Nr. 16) stammt vom selben Tier und läßt sich hier exakt anlegen. Ab Höhe der 5. Alveole schwingt die Naht zum Nasale leicht nach hinten außen; es läßt sich daraus entnehmen, daß das Nasale nach hinten zu etwas breiter geworden ist. Die horizontale Gaumenplatte ist vollständig zu Verlust gegangen. Die Skulptur ist sehr kräftig ausgeprägt, so daß anzunehmen ist, daß das Fragment von einem alten Tier stammt. Ein Tuber maxillare ist nicht ausgebildet. Bezahnung: Alveole 1, 3, 7 und 8 leer; Alveole 6 bis auf einen Rest ausgebrochen; Zahn 2 kleiner, an der Spitze etwas beschädigt, mit einer scharf gezeichneten, feinen Kannelierung, die an der lingualen Seite deutlicher ausgeprägt ist als labial; Zahn 4 größer, stark beschädigt, mit schräg nach distal abgebrochener Spitze; die Kannelierung ähnelt, soweit wegen der Beschädigung zu beurteilen, etwas abgeschwächt der von Zahn 2; Zahn 5 groß und kräftig, bei flüchtiger Betrachtung glatt; mit der Lupe erkennt man, lingual deutlicher als labial, einige flache, abgerundete Längsleisten, die gegen die Spitze zu auslaufen.

Das rechte vordere Maxillare-Fragment Nr. 13 und das linke vordere Maxillare-Fragment Nr. 14 stammen nach Größenordnung, Skulptur und Farbe mit großer Wahrscheinlichkeit vom selben Tier, obwohl die Anordnung der Zähne bzw. Alveolen rechts und links nicht ganz übereinstimmt, wie öfter zu beobachten ist.

Bei allen vier vorderen Maxillare-Fragmenten Nrn. 11—14 ist das vordere Ende des Alveolarfortsatzes erhalten. Die Stücke schließen dicht vor der 1. Alveole ab. Der Kieferrand ist hier etwas ein- und in die Höhe gezogen. Es besteht kein Anhalt für die Ausbildung einer gedeckten Grube zur Aufnahme der Unterkiefereckzähne. Es ist vielmehr anzunehmen, daß hier an der Praemaxillare-Maxillare-Naht eine nach außen offene Kerbe (Nische) vorhanden war, in die sich die Unterkiefereckzähne äußerlich sichtbar eingelegt haben.

Vorhanden ist noch ein weiteres Fragment vom hinteren Teil eines linken Maxillare (Nr. 15) mit den lateralen Resten von 4 Alveolen und einer breiten Anlagerungsfläche im oberen Teil der lateralen Wölbung, die der flächenhaften Verbindung mit dem vorderen Ende des Jugulare dient. Das äußerste hintere Ende fehlt.

## Nasale

Fragment vom vorderen Ende eines linken Nasale (Nr. 16) (Taf. 6, Fig. 3), das sich an das linke vordere Maxillare-Fragment Nr. 14 exakt anlegen läßt. Es fehlt die vordere Spitze. Die äußerlich sichtbare, schmale, kräftig skulptierte Oberfläche nimmt nach vorn zu an Breite allmählich ab. An der medialen Seite die Mittelnaht; an der lateralen Seite ist ein Nahtfalz ausgebildet. Am vorderen Ende findet sich zwischen der medialseitigen, schmalen, skulptierten Leiste der freien Oberfläche und einer hochstehenden Kante am lateralen Nahtfalz eine längsgestellte, etwa halbtrichterförmige Aussparung, die am hinteren Ende etwas überdacht ist und am hintersten Punkt der Höhlung mit der Lupe eine kleine Gefäßöffnung erkennen läßt. Diese Aussparung wird offenbar durch den spitzen, dorsal-hinteren Fortsatz des Praemaxillare abgedeckt oder ausgefüllt, so daß sie äußerlich nicht sichtbar ist. H. v. Meyer (1855, Taf. 12) hat bei „*Crocodilus Bütikonensis*“ diese Aussparung am vorderen Ende des Nasale auf beiden Seiten dargestellt, weil die Praemaxillaria abgesprengt sind, und schon auf diese Weise erklärt.

Ob diese Aussparung am vorderen Ende des Nasale auch bei rezenten Krokodilen vorkommt, ist vorerst unbekannt. Brühl (1862) hat sie bei einem zerlegten Schädel von *Crocodylus* sp. nicht dargestellt und im Text nirgends erwähnt. Auch bei einem teilweise zerlegten Schädel von *Caiman latirostris* (Daud.), über den das hiesige Institut verfügt, ist sie nicht vorhanden.

Kleinstfragment eines Nasale (Nr. 17), das nicht einmal die ganze Breite umfaßt und eine Seitenangabe nicht zuläßt. Schwache Skulptur an der flachen Außenseite. An der einen Längsseite die Mittelnaht, an der anderen ein Bruchrand. Innenseite in querer Richtung konkav gewölbt; hier eine kleine Gefäßöffnung, die in eine Längsfurche ausläuft.

Die von v. Meyer bei „*Crocodilus Bütikonensis*“ beschriebene, starke Verbreiterung der Nasalia im hinteren Teil („in der hinteren Hälfte noch einmal so breit als im vorderen Teil“) kann hier nicht belegt werden, weil kein vollständiges Nasale vorhanden ist.

## Praefrontale

Rechtes Praefrontale-Fragment (Nr. 18) (Taf. 6, Fig. 4): es fehlt ein wohl größeres vorderes Stück, so daß sich nichts darüber sagen läßt, wie weit das Praefrontale zwischen Nasale und Lacrimale nach vorn reicht, und ein größerer Teil des absteigenden Fortsatzes (Processus pilaris), von dem nur ein kurzer, von hinten gesehen relativ schmaler Stumpf erhalten ist. Auf der medialen Seite die längs eingekehlte Naht zum vorderen Fortsatz des Frontale, auf der lateralen Seite die gezackte Naht zum Lacrimale. Mittelstark ausgeprägte Skulptur. Kräftiger Randwulst am Orbitalrand. Dieses Fragment paßt exakt zum rechten Lacrimale-Fragment Nr. 19.

## Lacrimale

Vorhanden sind 5 Stücke (3 rechte, 2 linke).

Rechtes Lacrimale (Nr. 19), das mit dem Praefrontale-Fragment Nr. 18 exakt zusammenpaßt, so daß die vordere Umrandung der Augenhöhle dargestellt werden kann (Taf. 6, Fig. 4). Das Stück ist fast vollständig; es fehlt nur die äußerste vordere Spitze, ein Randsaum am lateralen Rand und Teile der Nahtfalze. Es ist langgestreckt wie bei *Crocodylus*, nicht kurz und breit wie bei *Alligator*. Skulptur etwa mittelstark ausgeprägt; etwas vor der Mitte der Längsausdehnung befindet sich ein schwach ausgebildetes Tuber praeorbitale, das näher zum äußeren Rand sitzt. Das Stück stammt offenbar von einem Tier mittleren Alters. Ganz auffallend ist, daß am Orbitalrand kein durchgehender Randwulst vorhanden ist, sondern eine Mulde, die von der erhöhten Ornamentierung umgeben ist. Der vom Praefrontale kommende Randwulst entfernt sich hier vom Orbitalrand und geht schräg nach vorn-lateral in einen breiteren flacheren Wulst über, an den sich dann das Tuber praeorbitale anschließt. Diese Mulde am Orbitalrand ist an ihrem vorderen Rand etwas eingebuchtet und läuft vorn-lateral in eine schmale Rinne aus; auch vorn-medial ist eine kleine Zuspitzung erkennbar. Canalis lacrimalis: der Eingang am Orbitalrand, das Foramen lacrimale posterius, stellt eine querovale Öffnung dar; der Kanal verläuft leicht schräg von hinten-medial nach vorn-lateral; seine vordere Öffnung ist nicht erhalten, weil die dünne ventrale Wand des Kanals im vorderen Bereich weitgehend zu Verlust gegangen ist. Lateral vom Foramen lacrimale posterius liegen in der Verlängerung seiner Querachse, etwas unter dem Orbitalrand versteckt, 2 kleine Öffnungen; die zunächst liegende, größere führt in einen Kanal, der alsbald in den Canalis lacrimalis einmündet; durch die entferntere kleinere Öffnung kommt man in einen Kanal, der nach ca. 10 mm Verlauf an der äußeren Oberfläche ausmündet. Es handelt sich offenbar um Gefäß-Nerven-Kanälchen.

Linkes Lacrimale (Nr. 20), fast vollständig, mit stark ausgebildeter Skulptur und einem kräftigen Tuber praeorbitale näher zum äußeren Rand. Mulde am Orbitalrand, die nach vorn-lateral in eine Rinne ausläuft; vorn-medial schiebt sich von der erhöhten Ornamentierung ein kleines flaches Grübchen in die Mulde vor. Foramen lacrimale post. und die beiden kleinen Kanälchenöffnungen lateral davon wie bei Nr. 19. Das Stück scheint von einem älteren Tier zu stammen.

Kleines Fragment vom lateral-hinteren Eck eines rechten Lacrimale (Nr. 21) mit dem äußeren Teil der Mulde am Orbitalrand, einem Rest des aufgebrochenen Canalis lacrimalis und den beiden kleinen Kanälchenöffnungen lateral von seinem Eingang. Im aufgebrochenen Canalis lacrimalis kann man sehen, wie das zunächst gelegene Kanälchen nach ca. 9 mm Verlauf in ihn einmündet.

Linkes vorderes Lacrimale-Fragment (Nr. 22): es fehlt ein größeres hinteres Stück mit dem Orbitalrand. Skulptur mittelstark ausgeprägt. Tuber praeorbitale schwach ausgebildet, näher zum lateralen Rand gelegen. Die skulptierte freie Oberfläche läuft vorn in eine schmale Spitze aus. Der Canalis lacrimalis ist aufgebrochen und an der ventralen Seite als Rinne erkennbar. Es ist möglich, daß dieses Fragment Nr. 22 und das zuerst beschriebene und abgebildete Stück Nr. 19 vom selben Tier stammen, weil sie in Größenordnung, Skulptur und Färbung auffällig übereinstimmen.

Kleineres Fragment eines rechten Lacrimale (Nr. 23), das aus dem mittleren Drittel der Längsausdehnung stammt, am vorderen Ende ein ziemlich kräftiges

Tuber praeorbitale trägt und einen aufgebrochenen Canalis lacrimalis erkennen läßt. Das Stück stammt wohl von einem älteren Tier.

Die beschriebene Mulde am Orbitalrand des Lacrimale ist also bei allen 3 Stükken, bei denen der Orbitalrand erhalten ist, vorhanden (Nrn. 19, 20 und 21). H. v. MEYER (1855) hat sie bei *„Crocodilus Bütikonensis"* auf der linken Seite des Schädels in völlig identischer Form mit einer Einbuchtung am vorderen Rand, einem Ausgang in eine Rinne vorn-lateral und einer kleinen Zuspitzung vorn-medial dargestellt; auf der rechten Seite ist die betreffende Stelle wegen einer Überlagerung nicht zu sehen.

In ähnlicher Form hat sie auch VAILLANT (1872) unter den Krokodilen aus dem Aquitan von Saint-Gérand le Puy (Allier) bei *Diplocynodon gracilis* (Taf. 2, Fig. 8) auf der linken Seite abgebildet; auf der rechten Seite ist die entsprechende Stelle zerstört gewesen und ohne Wiederherstellung der Skulptur ergänzt worden. Bei *Crocodilus aeduicus* (Taf. 2, Fig. 9) ist die Mulde nicht dargestellt. Bei den Abbildungen von VAILLANT ist zu beachten, daß sie nach einer Bemerkung p. 56, 3. Absatz direkt auf den Stein gezeichnet worden sind, so daß sie im Druck seitenverkehrt erscheinen.

Bei *Diplocynodon gervaisi* (GERVAIS 1859) aus dem unteren Oligozän (Sannoisium) von Ronzon (Haute Loire), der sich in der hiesigen Sammlung befindet und von ZITTEL im Handbuch und in den Grundzügen der Paläontologie abgebildet wurde, ist der Orbitalrand des Lacrimale auf beiden Seiten beschädigt. Auf der linken Seite erkennt man, daß über dem von Sediment ausgefüllten Canalis lacrimalis eine medial gelegene, stark erhöhte Ornamentierung steil nach lateral abbricht, worauf ein größerer Substanzverlust folgt. Auf der rechten Seite ist die entsprechende Stelle aus kleinen Fragmenten wieder zusammengesetzt worden, ohne daß es gelungen ist, die Lichtung des Canalis lacrimalis und die Skulptur exakt zu rekonstruieren; der Abbruch der erhöhten Ornamentierung zu einer Mulde ist auch hier erkennbar.

## Frontale

Fragment vom zungenförmigen vorderen Fortsatz eines Frontale (Nr. 24) mit einer Nahtlippe beiderseits zur Verbindung mit den Praefrontalia. Das an der Oberseite des Schädels freiliegende Stück (schwach skulptiert, mit einigen kleinen seichten Grübchen in 2 Reihen) ist nicht schmal und spitz wie bei *Crocodylus niloticus*, sondern breiter wie bei den Alligatoren. Auch bei *„Crocodilus Bütikonensis"* ist dieser vordere Fortsatz des Stirnbeins, der intakt erhalten geblieben ist, relativ breit. An der ventralen Seite des Fragments begrenzen die hier niedrigen, seitlichen Cristae cranii frontales den durch eine zarte mittlere Crista andeutungsweise längsgeteilten Raum, den die Tractus bzw. Bulbi olfactorii einnehmen.

## Parietale

Vorderes Parietale-Fragment (Nr. 25), etwas mehr als die vordere Hälfte, mit den Abdachungen zu den beiden oberen Schläfenöffnungen, die hier schräg nach Art eines Trichters in die Tiefe gehen. Mittelkamm ziemlich schmal, mit Randleisten, die

auch gegen die Fenster vorgewulstet sind. Die Naht zum Frontale zeigt in der Mitte eine kleine spitze Einkerbung. An den lateral-unteren Kanten die Nähte zu den Laterosphenoiden. In der Mitte des hinteren Bruchrandes ist in der Tiefe ein Teil der Naht zum Supraoccipitale erhalten, das sich von hinten unter das Parietale schiebt. Beiderseits davon sind pneumatische Räume eröffnet, die durch Luftkanäle im Supraoccipitale mit dem Mittelohr in Verbindung stehen.

## Squamosum

Ein fast vollständiges linkes Squamosum (Nr. 26); es fehlt nur ein kleines dreieckiges Stück am hinteren Ende der Naht zum Parietale bzw. Supraoccipitale. Das lateral-hintere Eck ist zu einer langen, am Ende absinkenden Spitze ausgezogen. Die Schädeldachplatte bildet am hinteren Rand eine stark vorspringende Crista, unter der die Hinterwand stark eingezogen ist. Recht kräftige Skulptur. Der Ausschnitt der oberen Schläfenöffnung ist gleichmäßig gebogen; am oberen Rand der Öffnung eine kantenförmig gegen das Fenster vorspringende Randleiste, unter der die Wand steil abfällt. Das Stück bildet mit dem Exoccipitale Nr. 8, dem Prooticum Nr. 9 und dem Quadratum Nr. 37 einen Block vom linken hinteren Teil des Schädels.

Ein linkes Squamosum-Fragment (Nr. 27), an dem die langausgezogene postero-laterale Spitze und die hintere-obere Kante fehlt. Das Fragment ist in allen Dimensionen etwas größer als das vorher beschriebene Stück; auch die Skulptierung ist noch stärker, die Grübchen größer und tiefer.

## Jugale

Linkes Jugale-Fragment eines größeren Tieres (Nr. 28). Es fehlt das vordere Drittel, so daß vom aufgebogenen Orbitalrand nur ein hinterer Teil vorhanden ist, und ein kleines Stück vom hinteren Ende. Columna postorbitalis nach medial versetzt; vor ihrem unteren Fußpunkt ein größeres Gefäßloch, das in einen längs verlaufenden Kanal führt; an ihrer Hinterseite, etwas höher gelegen, ein kleines Gefäßloch, das nach unten in diesen Kanal führt. Außerdem führen von den Grübchen am unteren Rand des Stücks Kanälchen nach oben in den Längskanal. Die Höhe des Jugale vermindert sich nach hinten zu beträchtlich und nimmt ab dem Niveau der Postorbitalsäule um etwa ein Drittel ab, besonders durch Absinken der oberen Kontur. Skulptur sehr kräftig ausgebildet. Das linke Ectopterygoid (Nr. 32) kann an dieses Jugale-Fragment genau passend angelegt werden; die beiden Stücke gehören eindeutig zusammen.

Rechtes Jugale-Fragment eines größeren Tieres (Nr. 29): ein langes spießförmiges Stück von der unteren Kante mit der ausgedehnten Nahtmulde für das Quadratojugale. In der vorderen Hälfte ist an der oberen Seite im Gebiet der abgebrochenen Columna postorbitalis der große, längs verlaufende Gefäßkanal eröffnet, in den von den Grübchen an der unteren Kante feine Kanälchen führen.

Linkes Jugale-Fragment eines kleineren Tieres (Nr. 30): ein kleines Stück vom hinteren Ende mit einem Teil der Nahtmulde für das Quadratojugale.

## Quadratojugale

Kleines Fragment eines rechten Quadratojugale (Nr. 31): das Stück schließt nach hinten an die untere Schläfenöffnung an. Es fehlt der hintere Teil, der bis zur Gelenkrolle des Quadratum reicht, und auch der schmale Streifen, der entlang dem Quadratum nach vorn-oben aufsteigt, so daß sich nichts darüber sagen läßt, ob eine Spina quadratojugalis vorhanden war oder nicht.

## Ectopterygoid

Ein linkes Ectopterygoid (Nr. 32), das zum Jugale-Fragment Nr. 28 gehört und von einem größeren Tier stammt. Vom vorderen Fortsatz ist nur ein kurzer Stumpf vorhanden. Am aufsteigenden Fortsatz lateral-hinten fehlt die lange Spitze, die sich in der Columna postorbitalis mit dem absteigenden Fortsatz des Postfrontale verbindet. Am absteigenden Fortsatz, der sich in eine lange Kerbe im anterolateralen Teil des Pterygoids einlegt, ist die Zähnelung der medialen Nahtkante weitgehend verloren gegangen.

Ein rechtes Ectopterygoid (Nr. 33) ist deutlich zierlicher als Nr. 32, so daß es von einem anderen Tier stammen muß. Vom vorderen Fortsatz ist ein längeres Stück vorhanden. Am aufsteigenden Fortsatz lateral-hinten fehlt die Spitze. Am absteigenden Fortsatz ist die feine Zähnelung der Nahtkante erhalten.

## Quadratum

Rechtes Quadratum-Fragment (Nr. 34), von einem etwa mittelgroßen Tier stammend, mit gut erhaltener Gelenkrolle, ohne den vorderen Anteil.

Rechtes Quadratum-Fragment (Nr. 35), von einem größeren Tier stammend, ohne Gelenkrolle und ohne den vorderen Anteil, das mit großer Wahrscheinlichkeit zum rechten Exoccipitale Nr. 7 gehört.

Linkes Quadratum-Fragment (Nr. 36), von einem größeren Tier stammend, mit erheblich korrodierter Gelenkrolle, ohne den vorderen Anteil. Die Stücke Nr. 35 und 36 stammen nach Größenordnung und Färbung vielleicht vom selben Tier.

Linkes Quadratum-Fragment (Nr. 37), auch von einem ziemlich großen Tier stammend, ohne Gelenkrolle, aber mit dem vorderen Anteil, der die wohlerhaltene Incisura otica zeigt. Dieses Stück gehört mit dem linken Exoccipitale Nr. 8, dem linken Prooticum Nr. 9 und dem linken Squamosum Nr. 26 zusammen.

An Hand dieser 4 Fragmente ergibt sich folgendes Bild des Quadratum. Die Gelenkrolle hat, wie Fragment Nr. 34 zeigt (Taf. 6, Fig. 5), einen größeren konvexen lateralen und einen kleineren konkaven, besonders von ventral her eingebuchteten medialen Teil mit einer ausgeprägten Kante am medialen Rand. Die Gelenkfläche greift im lateralen und mittleren Bereich stärker nach dorsal aus, nicht dagegen im medialen Bereich; hier findet sich dorsal eine ziemlich breite Längsfurche, in die sich das Foramen aëreum öffnet. Es ist anzunehmen, daß in diesem Bereich die Hinterwand der Gelenkgrube des Unterkiefers nicht so hoch gebaut war, weil hier der Ductus pneumaticus (Siphonium), vom Mittelohr kommend, aus dem Längskanal im Quadratum durch das Foramen aëreum heraustritt, in der Furche weiter

verläuft und medial hinter der Gelenkgrube des Unterkiefers in das Articulare eintritt. Bei Fragment Nr. 36 ist die Gelenkrolle, wie man bei der Betrachtung mit der Lupe sieht, so stark korrodiert, daß ein Vergleich mit Nr. 34 nicht möglich ist. Die Konkavität im medialen Bereich scheint nicht so ausgeprägt gewesen zu sein.

An der Außenseite des Quadratum reicht die Naht zum Quadratojugale bis dicht an die Gelenkrolle heran.

Deutlich ausgeprägt sind die Cristae und Rauhigkeiten an der antero-ventralen Oberfläche des Quadratum, die als Ansatzstellen für die Sehnen und Aponeurosen des M. adductor mandibulae dienen und von N. N. Iordansky (1964 und 1973) bei den rezenten Krokodilen als verschieden ausgebildete, charakteristische Strukturen beschrieben worden sind. Die A-Linie verläuft als schlanker Wulst entlang dem lateralen Rand des Quadratum und setzt sich nach einer Unterbrechung vorn postero-medial unterhalb der oberen Schläfenöffnung in schräger Richtung fort. Die stärker ausgebildete, bogenförmig verlaufende B-Linie beginnt hinten als kräftiger Wulst und umschließt im weiteren Verlauf eine langgestreckte vertiefte Rauhigkeit (Taf. 6, Fig. 5).

## Die Schädelöffnungen

Über die Nasenöffnung kann nichts ausgesagt werden.

Die Augenhöhle ist am vorderen Ende asymmetrisch gerundet (Taf. 6, Fig. 4). Die Mulde am Rand des Lacrimale imponiert wie ein Ausguß. Der lateral-untere Rand der Augenhöhle ist, wie das Jugale-Fragment Nr. 28 zeigt, deutlich aufgebogen.

Die obere Schläfenöffnung ist nicht vollständig dokumentiert, weil der Hauptteil des Stirnbeins, das Postfrontale und fast die hintere Hälfte des Parietale fehlen. Sie ist, soweit belegt, gleichmäßig gebogen und offenbar etwa mittelgroß, weder besonders groß noch besonders klein.

Über die untere Schläfenöffnung lassen sich keine Angaben machen.

Das Foramen incisivum kann nicht ausreichend rekonstruiert werden, weil die Umrandung im hinteren Teil nicht vollständig erhalten ist. Am vorderen Ende ist eine Zuspitzung angedeutet (Taf. 6, Fig. 2).

Vom Palatinfenster ist nur der hintere äußere Rand im Bereich des Ectopterygoids bekannt. Er ist bei Nr. 32 zunächst gleichmäßig gebogen und bildet im weiteren Verlauf schräg nach medial-hinten eine geringe, aber deutliche, sanft geschwungene Vorwölbung. Bei dem zierlicheren Fragment Nr. 33 ist diese Vorwölbung nicht deutlich; der Rand verläuft hier fast gerade schräg nach medial-hinten und trägt ca. 9 mm vor dem Ende ein winziges Höckerchen.

## Unterkiefer

Vom Unterkiefer sind 21 Stücke, überwiegend Fragmente von isolierten Knochen vorhanden, im einzelnen:

| | |
|---|---|
| vom Articulare | 3 (2 linke und ein rechtes); |
| vom Surangulare | 3 (2 rechte und ein linkes); |
| vom Angulare | 5 (4 linke und ein rechtes); |
| vom Dentale | 10 (3 rechte, 2 linke, 5 ohne Seitenbestimmung). |

Zu einer Rekonstruktion des Unterkiefers reicht das Material nicht aus. Es können nur einige Details beschrieben werden. Die Zahl der Unterkieferzähne kann nicht angegeben werden, weil kein vollständiges Dentale erhalten ist. Da 4 Stücke vom etwa selben Bereich des vorderen Teiles des linken Angulare (Nrn. 44—47) vorhanden sind, muß das hier beschriebene *Diplocynodon*-Material von mindestens 4 Individuen stammen.

## Articulare

Linkes Articulare eines kleineren Tieres (Nr. 38), aus 2 exakt zusammenpassenden Stücken bestehend, fast vollständig. Leider ist die Gelenkpartie im medialen Bereich stark beschädigt, so daß vom vorderen und hinteren Querkamm der Gelenkgrube nur jeweils der laterale Höcker vorhanden ist. Der nach ventral-vorn gerichtete Fortsatz, an den sich der MECKEL'sche Knorpel anschließt, ist vollständig erhalten. Processus retroarticularis in der Ansicht von lateral gerade gestreckt; flacher Längswulst an der dorsalen Seite; medialer Rand nur im hinteren Teil erhalten, leicht konvex. Die laterale Fläche zeigt im unteren Teil die längsgeriefte Naht zum Angulare, die bis nahe an das hintere Ende des Processus retroarticularis heranreicht, und im größeren oberen Teil die fächerförmig geriefte Naht zum Surangulare, die erkennen läßt, daß das Surangulare nur eine kurze hintere Spitze gehabt hat (siehe Surangulare-Fragment Nr. 41). Das Innere des Articulare enthält im keilförmig zugeschärften ventralen Teil einen größeren Hohlraum, der zum pneumatischen System gehört, das vom Mittelohr her durch den Ductus pneumaticus (Siphonium) über das Foramen aëreum des Articulare (hier nicht erhalten) belüftet wird.

Linkes vorderes Articulare-Fragment eines größeren Tieres (Nr. 39): vom Gelenk ist nur der vordere Teil vorhanden. Der konkav eingesattelte vordere Querkamm der Gelenkgrube hat einen kleinen lateralen und einen viel größeren medialen Höcker. Der Längswulst in der Gelenkgrube entspringt hauptsächlich aus dem medialen Höcker; er greift mit dieser Wurzel in die mediale Konkavität der Quadratum-Gelenkrolle ein. Der nach ventral-vorn gerichtete Fortsatz, an den sich der MECKEL'sche Knorpel anschließt, ist vollständig erhalten. Die laterale Fläche zeigt die Nahtflächen zum Surangulare und Angulare.

Rechtes hinteres Articulare-Fragment (Nr. 40), das aus einem abgebrochenen Processus retroarticularis besteht. Die Größenordnung entspricht dem Articulare Nr. 38; das Fragment stammt also von einem kleineren Tier. An der dorsalen Seite in der Mittellinie ein flacher Längswulst. Medialer Rand konvex. An der lateralen Seite befindet sich unten die längsgeriefte Naht zum Angulare, die bis nahe an das hintere Ende heranreicht. Oberhalb davon ein Stück der Naht zum Surangulare, die wiederum erkennen läßt, daß das Surangulare nur eine kurze hintere Spitze gehabt hat.

## Surangulare

Ein Fragment vom hinteren Ende eines rechten Surangulare (Nr. 41) (Taf. 6, Fig. 6) zeigt an der Außenfläche eine so starke Skulptur wie bei einer Schädeldachplatte eines alten Tieres. Am oberen inneren Rand springt nach oben eine flache runde Lippe vor, die sich an den hinteren Querkamm der Gelenkgrube des Articulare anlegt. Lateral von dieser Lippe findet sich eine längs verlaufende Vertiefung, die

Vaillant 1872 für das *Diplocynodon gracilis* beschrieben und abgebildet hat (Fig. 17 mit dem Hinweis α, Text p. 22). Die Spitze am hinteren Ende des Surangulare ist kurz und keilt wie bei *Alligator mississippiensis* zwischen Articulare und Angulare aus, wie sich auch als Abdruck an der entsprechenden Nahtfläche des Articulare Nr. 38 und des hinteren Articulare-Fragments Nr. 40 erkennen läßt.

Ein größeres Fragment vom vorderen Teil eines rechten Surangulare (Nr. 42), das vielleicht zu Nr. 41 gehört, aber nicht angesetzt werden kann, weil ein Zwischenstück fehlt. An der Außenseite findet sich gegen das vordere Ende zu, wie bei vielen Crocodiliern, ein Gefäßloch, das größer ist als die anderen und in charakteristischer Weise in eine längs verlaufende Rinne ausläuft. An der Innenseite des oberen Randes sieht man hinter der Naht zum Coronoid die Tuberositas, an der nach Schumacher 1973 (p. 131) bei den rezenten Crocodiliern die laterale Oberfläche der mandibularen Adductorsehne durch eine Cartilago transiliens (2 Knorpelscheiben, die eine auf der Sehne, die andere am Knochen, beide verbunden durch eine Lage von lockerem Bindegewebe, so daß eine gewisse Beweglichkeit möglich ist) befestigt wird.

Ein kleines Fragment vom oberen Rand eines linken Surangulare (Nr. 43), von einem kleineren Tier stammend, zeigt ebenfalls diese Tuberositas für die Befestigung der mandibularen Adductorsehne.

## Angulare

Das beste Stück ist ein größeres Fragment vom mittleren bis vorderen Teil eines linken Angulare (Nr. 44), von einem größeren Tier stammend, das den hinteren-unteren Rand des äußeren Mandibelfensters und die nach vorn anschließende Nahtlippe zum Dentale zeigt. Es fehlt der hintere Teil, der sich mit dem Articulare und Surangulare zum Gelenkapparat verbindet, und das vordere Endstück, das sich an der unteren Kante des Unterkiefers zwischen Dentale und Spleniale einschiebt und mit einem langgestreckten, rinnenförmigen Fortsatz, der äußerlich nicht sichtbar ist, den Boden im hinteren Teil des Primordialkanals bildet. Der aufgebogene Innenrand der Adductorengrube ist größtenteils abgebrochen, so daß sich in bezug auf seine Form nicht sagen läßt, ob er eine gerade Kante gehabt hat wie *Caiman* oder eine wulstartige Verdickung wie *Alligator* oder einen lippenförmigen Umschlag wie *Crocodylus*. Der untere Rand des inneren Mandibelfensters ist zum Teil erkennbar. Entlang der Innenseite der unteren Kante findet sich der Nahtstreifen für den unteren Rand des Spleniale. Die ziemlich stark ausgeprägte Skulptur zeigt unten vorwiegend Längsfurchen, nach oben zu im hohen Teil hinter dem äußeren Mandibelfenster konfluierende Grübchen. Die anderen Angulare-Fragmente sind kleiner.

Ein 2. Fragment vom vorderen Teil eines linken Angulare (Nr. 45) mit der Nahtlippe zum Dentale am oberen äußeren Rand und der streifenförmigen Naht zum Spleniale entlang der Innenseite des unteren Randes. Der aufgebogene Innenrand der Adductorengrube ist im hinteren Teil des Fragments erhalten; er zeigt ein kurzes vorderes-unteres Stück vom Rand des inneren Mandibelfensters. Vorn schließt sich eine schmale Nahtlippe an, die eine weitere Befestigung des Spleniale darstellt.

Ein 3. Fragment vom vorderen Teil eines linken Angulare (Nr. 46) mit der Nahtlippe zum Dentale und der streifenförmigen Naht zum Spleniale.

Ein 4. Fragment vom vorderen Teil eines linken Angulare (Nr. 47), das durch Korrosion erheblich verändert ist, aber noch eindeutig die Nahtlippe zum Dentale und am unteren Rand die Nahtfurche zum Spleniale erkennen läßt.

Ein Fragment vom vorderen Teil eines rechten Angulare (Nr. 48), das nach Größenordnung, Farbe und Details das gegenseitige Stück zu Nr. 45 sein dürfte. Von der Nahtlippe zum Dentale ist nur ein Rest im vorderen Teil des Fragments vorhanden. An der Innenseite der unteren Kante die streifenförmige Naht zum Spleniale. Der aufgebogene Innenrand der Adductorengrube zeigt am hinteren Ende ein vorderes-unteres Stück vom Rand des inneren Mandibelfensters. Nach vorn schließt auch hier eine schmale Nahtlippe für eine weitere Befestigung des Spleniale an.

## Dentale

Das wichtigste Stück ist ein rechtes Symphysen-Fragment (Nr. 49) mit den Alveolen 2—6, das die Doppelalveole 3/4 erkennen läßt (Taf. 6, Fig. 7). Der vordere Teil der Symphyse mit der 1. Alveole fehlt. Von der 2. Alveole ist nur ein Teil der distal-linqualen Wand vorhanden. Alveole 3 und 4 groß, fast gleich groß (die 3. etwas größer als die 4.), eng zusammengerückt. Sie sind am ventralen Ende geöffnet, so daß man in die großen Zahnkeimnischen blicken kann. Die 6. Alveole ist längs aufgebrochen. Die ventrale Oberfläche fehlt in ganzer Länge des Stücks. Von der Symphysen-Mittelfläche ist nur der hintere obere Teil vorhanden. Die Symphyse reicht bis zum Interdentalraum 4/5. Das Spleniale fehlt; es ist an der Bildung der Symphyse nicht beteiligt. Etwas hinter der Symphyse sieht man die schräg von hinten oben nach vorn unten verlaufende, obere Nahtlinie des vorderen Spleniale-Ansatzes. Der Symphysenwert nach Berg (1966) kann nicht ermittelt werden, weil weder die Länge noch die Höhe der Symphyse gemessen oder hinreichend geschätzt werden kann. Kennzeichnend ist die geringe Breite der Symphysenhälfte, aus der sich eine schmale Form der ganzen Symphyse ergibt. In dieser Hinsicht stimmt das Stück völlig überein mit den 3 Dentale-Fragmenten von Sandelzhausen (Scherer 1973).

Rechtes Dentale-Fragment vom hinteren Teil der Alveolenreihe (Nr. 50) mit 7, zum Teil aufgebrochenen Alveolen, das nach Größenordnung und Farbe vom selben Tier stammen dürfte wie das linke Angulare-Fragment Nr. 44. Orientierung des Stücks nach dem Verlauf der Alveolenreihe, die sich nach hinten zu immer mehr von der äußeren Kontur des Dentale entfernt, und an Hand des Canalis alveolaris inf., der von hinten nach vorn kleiner wird. Vorderste Alveole längs aufgebrochen; es folgen 3 große geschlossene Alveolen, die auf der langen hinteren Girlande der vertikalen Festonierung sitzen; die nachfolgenden 3 Alveolen (auf der lingualen Seite aufgebrochen) sind deutlich kleiner. Als Eindruck der Spitze eines Oberkieferzahnes findet sich zwischen der 1. und 2. Alveole ein Grübchen am äußeren Kieferrand; im nächsten Interdentalraum ein größeres Grübchen, das ausgesprochen zwischen den Alveolen gelegen ist. Der Eingang in den Canalis alveolaris inf. läßt sich trotz der vorhandenen Beschädigungen in Höhe des vorderen Randes der letzten Alveole feststellen. Bei der Betrachtung mit der Lupe sieht man, daß das Septum zwischen dem Meckel'schen Kanal und dem Canalis alveolaris inf. am Eingang in den Alveolenkanal (Foramen alveolare inf.) etwas beschädigt, aber seine lang nach hinten ausgezogene untere Lippe intakt erhalten ist.

Rechtes hinteres Dentale-Fragment (Nr. 51) mit dem vorderen Teil des äußeren Mandibelfensters, das vorn eine abgerundete Zuspitzung zeigt. Am vorderen Ende des Stücks finden sich die lateralen Reste der 3 letzten Alveolen. Der hintere Teil des oberen Randes zeigt die Nahtlippe zum Surangulare, die sich in die längs verlaufende Nut am unteren Rand des Surangulare-Fragmentes Nr. 42 ganz genau einpassen läßt. Beide Stücke gehören nach Größenordnung, Farbe und feinen Details der Verzahnung eindeutig zusammen und stammen nach dem großen Höhendurchmesser (zusammengesetzt ca. 38 mm hoch) von einem größeren Tier.

Linkes hinteres Dentale-Fragment (Nr. 52) mit 9 Alveolen, das das hintere Ende der Alveolenreihe und den Eingang in den Canalis alveolaris inf. zeigt. Vorderste Alveole längs aufgebrochen; es folgen 4 geschlossene Alveolen, von denen die erste am größten ist; dann kommt wieder eine längs aufgebrochene Alveole; von den letzten 3 Alveolen sind nur laterale Reste erhalten. Hier ist das Ende der Alveolenreihe erkennbar. Der Eingang in den Canalis alveolaris inf. ist wohlerhalten und liegt in Höhe des vorderen Randes der viertletzten Alveole. Das Septum zwischen dem MECKEL'schen Kanal und dem Canalis alveolaris inf. ist am Eingang in den Alveolenkanal (Foramen alveolare inf.) halbkreisförmig nach vorn eingebuchtet; die untere Lippe des Septums ist lang nach hinten ausgezogen. Eine der geschlossenen Alveolen (soweit erinnerlich die letzte) enthielt ursprünglich einen Zahn, der eines Tages herausgefallen ist; er wird gesondert als Nr. 61 geführt und im Kapitel Zähne beschrieben.

Linkes Dentale-Fragment vom hinteren Teil der Alveolenreihe (Nr. 53) mit 8 Alveolen, das aus 8 kleinen Stücken zusammengesetzt werden konnte. Die linguale Wand des Processus alveolaris ist nur im mittleren Abschnitt erhalten, vorn und hinten sind nur laterale Reste der Alveolen vorhanden. Hinter der 2. Alveole ein kleines seichteres Grübchen am äußeren Kieferrand; hinter der 3. Alveole ein großes, napfförmig vertieftes Grübchen, das ausgesprochen zwischen den Alveolen gelegen ist (ein Wechsel in der Lage der Grübchen wie bei Nr. 50). Der Eingang in den Canalis alveolaris inf. läßt sich trotz der starken Beschädigungen feststellen. Bei Lupenvergrößerung sieht man, daß der Bruchrand der nach hinten ausgezogenen unteren Lippe des Septums zwischen dem MECKEL'schen Kanal und dem Canalis alveolaris inf. bis zum vorderen Rand der 5. Alveole reicht; den Rest der oberen Lippe erkennt man am Processus alveolaris in Höhe des Interdentalraumes zwischen der 4. und 5. Alveole; hier befand sich das Foramen alveolare inferius.

Die übrigen Dentale-Fragmente (Nrn. 54—58) sind klein, zum Teil sehr klein und unbedeutend.

Bemerkung: Ein nicht näher bestimmbares Kleinfragment von der Außenseite eines Kiefers mit Resten von Alveolen (Ober- oder Unterkiefer?) wird als Nr. 59 geführt.

## Zähne

Es sind nur wenige Zähne vorhanden: im ganzen 10 Zähne und ein Wurzelstumpf; davon befinden sich 6 Zähne und ein Wurzelstumpf in situ.

Das rechte Maxillare-Fragment Nr. 13 mit den Alveolen 1—6 trägt 3 Zähne und einen Wurzelstumpf; das linke Maxillare-Fragment Nr. 14 mit den Alveolen 1—8 trägt 3 Zähne. Beide Stücke stammen nach Größenordnung, Skulptur und Farbe mit großer Wahrscheinlichkeit vom selben Tier, obwohl die Anordnung der Zäh-

ne bzw. Alveolen rechts und links nicht ganz übereinstimmt, wie öfter zu beobachten ist. Es wird auf die dort gegebene Beschreibung der Zähne verwiesen, aus der hervorgeht, daß am selben Stück nebeneinander glatte und fein kannelierte Zähne vorkommen.

Zahn Nr. 60 befindet sich in einem Glasröhrchen bei den Fragmenten Nr. 10 (linkes Praemaxillare mit den Alveolen 2—5), Nr. 11 (linkes Maxillare mit den Alveolen 1—12) und Nr. 12 (rechtes Maxillare mit den Alveolen 1—7) und stammt wahrscheinlich von einem dieser Stücke: spitzkonischer Zahn (Krone mit Wurzel), 14 mm lang; Krone mit scharf gezeichneter, feiner Kannelierung, die schon mit freiem Auge erkennbar ist.

Zahn Nr. 61 gehört zum linken hinteren Dentale-Fragment Nr. 52 und ist aus einer der geschlossenen Alveolen (soweit erinnerlich aus der letzten) herausgefallen: 8—9 mm langer, beschädigter Zahn (Krone und Wurzel, Einschnürung am Zahnhals), der die etwas plumpere Form der Zähne vom hinteren Teil der Zahnreihe zeigt. Bei der Betrachtung mit der Lupe sieht man an der Krone eine feinste Runzelung, lingual etwas deutlicher als labial; außerdem in der Mitte der lingualen Seite gegen den Zahnhals zu 3 schwache Längsfurchen. Die Pulpahöhle enthält einen Mergelpfropf, in dem der Zahnkeim sitzt.

Zahn Nr. 62 als Einzelzahn unter der Masse der Fragmente gefunden, ca. 20 mm lang, mit Krone und Wurzel vollständig erhalten, pfriemartig spitz, stark nach lingual gebogen; Krone mit kräftigen Kanten, an der labialen Seite völlig glatt; mit der Lupe erkennt man in der basalen Hälfte der lingualen Seite eine feine Kannelierung, die in mittlerer Höhe ausläuft.

Zahn Nr. 63 als Einzelzahn unter der Masse der Fragmente gefunden: Fragment eines Zahnes (in der Weise längs halbiert, daß die Spitze erhalten ist), ca. 15 mm lang, nur leicht nach lingual gebogen. Krone kurz, mittelkonisch; Wurzel lang. Der Zahn stammt offenbar vom hinteren Teil der Zahnreihe. Die Krone zeigt bei der Betrachtung mit der Lupe lingual und labial eine feinste Runzelung, die auch in die Kante einstrahlt. Die Skulptur dieses Zahnes stimmt völlig überein mit der eines Einzelzahnes von Sandelzhausen, der nach seiner Form auch vom hinteren Teil der Zahnreihe stammt (Inv.-Nr. 1959 II 427).

Es kommen also in Appertshofen neben einander glatte, fein kannelierte und feinst gerunzelte Zähne vor, wobei die sehr diskrete Skulptur der Zahnkronen meist lingual deutlicher ausgeprägt ist als labial, zum Teil nur mit der Lupe erkennbar ist und sogar glatte Zähne bei der Betrachtung mit der Lupe streckenweise eine geringe Skulptur aufweisen (Einzelzahn 62; Zahn 5 bei den beiden Maxillare-Fragmenten Nr. 13 und 14).

## Das postkraniale Skelett

Vom postkranialen Skelett sind mit Einschluß kleiner und sehr kleiner Stücke 136 Fragmente vorhanden (Nrn. 64—199).

Die Reste der Wirbelsäule (53 Stücke, Nrn. 64—116) sind extrem fragmentarisch. Die besten Stücke sind folgende: ein rechter Neuralbogen des Atlas (Nr. 64), vollständig erhalten; ein Processus spinosus des Axis (Nr. 65), der wie bei den Alligatoren am hinteren Ende abgerundet ist; ein isoliertes Zentrum eines Halswirbels (Nr. 66), das keine kielförmige Hypapophyse und auch keine Kante an der ventralen Mittellinie aufweist, sondern zwischen den vorderen Teilen der kräftigen Par-

apophysen einen quer verlaufenden Wulst erkennen läßt, auf dem sich beiderseits im unmittelbaren Anschluß an die Parapophyse ein abgerundetes Knötchen erhebt, wozu am Schluß dieses Kapitels Stellung genommen wird; ein vollständiger Neuralbogen eines Halswirbels mit allen Fortsätzen (Nr. 67), der wahrscheinlich vom 3. Halswirbel stammt; ein nicht ganz vollständiger 1. Sakralwirbel (Nr. 85) mit Zentrum, Neuralbogen und Teilen der Sakralrippen. Es finden sich noch, mehr oder weniger beschädigt, einige Zentra und Zentrum-Teile von Dorsal-, Sakral- und vorderen Schwanzwirbeln, einige hintere Schwanzwirbel, abgesprengte Bogenteile, Dorn- und Querfortsätze, Prae- und Postzygapophysen und Fragmente von Hämapophysen, so daß alle Abschnitte der Wirbelsäule vertreten sind.

Unter den 36 Rippenfragmenten (Nrn. 117—152) befinden sich: Halsrippen mit typischer Schlittenkufenform (Nrn. 117 und 118); tiefgegabelte vertebrocostale Rippenstücke vom Übergang der Hals- zur Brustwirbelsäule (Nrn. 123—127); vertebrocostale Stücke typischer Brustrippen mit langem, endständigen Capitulum und schulterartig ausgebildetem Tuberculum (Nrn. 128—133); vertebrocostale Stücke hinterster Brustrippen, die die beiden Gelenkflächen verschmolzen zeigen (Nrn. 134—136); ein Fragment einer Sakralrippe des 2. Sakralwirbels (Nr. 150) und wohl auch 2 Fragmente von „Bauchrippen" (Gastralia) (Nrn. 151 und 152), die keine echten Rippen, sondern Hautknochen sind (DE VOS 1938).

Vom Schultergürtel sind, wie schon erwähnt, keine Reste vorhanden, wie bei einem Material dieser Art die Regel ist, weil er schlecht befestigt ist.

Vom Becken finden sich: ein fast vollständiges rechtes Ischium (Nr. 153) und 3 Pubis-Stücke (ein rechtes, ein linkes und ein weiteres ohne Seitenbestimmung) (Nrn. 154—156), die wie bei *Alligator sinensis* nach ventral-caudal konvex gebogen sind.

Von den Extremitäten sind 43 Stücke (Nrn. 157—199) vorhanden, auf die nicht näher eingegangen werden soll, weil keine auffälligen Befunde vorliegen. Es sei nur erwähnt, daß von den hinteren Extremitäten viel mehr Stücke erhalten sind als von den vorderen.

Von seiten des postkranialen Skeletts findet sich also nur die eine Besonderheit, daß das einzige Halswirbelzentrum von Appertshofen keine Hypapophyse und auch keine Kante an der ventralen Mittellinie hat, sondern vorn zwischen den Parapophysen einen quer verlaufenden Wulst mit einem Knötchen auf jeder Seite aufweist. An der ventralen Seite der Hals- und vordersten Brustwirbelsäule verläuft entlang den Hypapophysen der paarige M. longus colli (WETTSTEIN 1937, Fig. 245 B auf p. 291; DE BROIN 1965, p. 38, Taf. 6). Die Reihe der Hypapophysen bildet eine trennende Schiene zwischen dem Muskel der rechten und linken Seite. LUDWIG (1877, Taf. 7, Fig. 8, Text p. 37) beschreibt bei dem mitteleozänen *Diplocynodon ebertsi* von Messel einen 3. Halswirbel (Zählung ohne Atlas und Axis), der statt der typischen Hypapophyse einen „kräftigen Knoten" besitzt. Es ist nicht möglich, aus diesem abweichenden Befund an einem Halswirbelzentrum von Appertshofen weiterreichende Schlüsse zu ziehen.

Vorhanden sind 110 Stücke, zum Teil nur Fragmente (Nrn. 200—309), die vom Cervicalschild, Rückenpanzer, Bauchpanzer, von den Extremitäten und sonstigen, nicht näher bestimmbaren Körperstellen stammen.

Das größte Stück ist eine stark gebogene, an der Außenseite abgerundete Cervicalplatte von rechts der Mittellinie (Nr. 200), ca. 50 mm lang und etwas weniger breit, mit einem kräftigen, stark vorspringenden Kiel, die von einem großen alten Tier stammen muß.

Die zweiteiligen Hautknochenplatten vom Bauchpanzer: 20 Halbschilde, davon 8 vordere und 12 hintere (Nrn. 253—272) sind als Genus-Merkmal von Bedeutung.

Bemerkenswert sind noch: 6 kleinste Hautknochenplättchen mit gezackten Rändern (Nrn. 292—297), eines der kleinsten (Nr. 295) mit einem Durchmesser von 9,5 : 8,5 mm; solche Schildchen sind von Vaillant 1872 (Fig. 34 und 35) als kleine Hautknochenplatten vom 6. Typ („frei, nicht artikuliert") für das aquitane *Diplocynodon gracilis* von Saint-Gérand le Puy (Allier) beschrieben worden; sie stammen nach seiner Meinung von den Flanken oder der unteren Halsregion. Außerdem 2 kleinste Lückenfüllsel: das eine dreieckig (Nr. 298), das andere viereckig (Nr. 299), wie sie Ludwig 1876 (Taf. 14, Fig. 3 und 6; Taf. 13, Fig. 48 und 49; Text p. 28 und 49) für das mitteleozäne *Diplocynodon darwini* bzw. *ebertsi* von Messel beschrieben hat: „zum Ausfüllen von Lücken im Bauch- und im Mosaik des Halspanzers".

## Bestimmung der Fundstücke

Es handelt sich um Krokodile des Genus *Diplocynodon* Pomel 1847. Als Genus-Merkmale liegen vor: Doppeleckzahn bzw. Doppelalveole 3/4 des Unterkiefers als namengebendes Merkmal; Symphyse kurz; Spleniale nicht an der Bildung der Symphyse beteiligt; 4. und 5. Alveole des Maxillare groß, nahezu gleich groß; Supratemporalfenster weder besonders groß noch besonders klein; Bauchpanzer aus zweiteiligen Hautknochenplatten zusammengesetzt.

Zur Spezies-Bestimmung ist nur ein einziges Vergleichsstück aus der Oberen Süßwasser-Molasse vorhanden: „*Crocodilus Bütikonensis*" vom Lindenberg bei Büttikon (Kanton Aargau, Schweiz), den H. v. Meyer erstmals 1854 und ausführlicher 1855 mit Abbildung beschrieben hat[1]). Die Platte trägt einen unvollständigen Schädel in Dorsalansicht, große Teile beider Unterkieferäste und eine größere Anzahl von Hautknochenplatten. An der Spitze der Schnauze sind die beiden Praemaxillaria zusammenhängend abgesprengt, wobei die obere Wölbung verloren

[1]) Das Paläontologische Institut der Universität Zürich hat uns von diesem Präparat (A/III 183) einen Nachguß angefertigt, für den wir an dieser Stelle herzlich danken. Die Präparation hat laut Inschrift der Mineraloge und Geologe Dr. Otto Volger (1822—1897) wohl in seiner Zeit in Muri (Aargau, nahe Büttikon) bzw. Zürich um 1850 ausgeführt; er hat später in Frankfurt a. M. gelebt, 1862 das bis dahin völlig vernachlässigte Vaterhaus Goethes gekauft, es der Jugendzeit Goethes entsprechend wiederherstellen lassen und dem von ihm gegründeten Freien Deutschen Hochstift zur Erhaltung übergeben.

gegangen ist. Anstelle der hinteren Partie des Schädels findet sich ein Trümmerhaufen; es fehlen die Schädeldachplatte und die Gelenkstiele. Rechts neben dem Schädel liegen überkreuzt die beschädigten Unterkieferäste, die beide von außen zu sehen sind. Vom rechten Unterkiefer sind vorhanden das ganze Dentale mit dem auffallend spitzen vorderen Ende des äußeren Mandibelfensters, ein vorderes Angulare-Fragment mit der unteren Umrandung des inneren Mandibelfensters und ein Stück vom Spleniale; vom linken Unterkiefer sind erhalten ein größeres Dentale-Stück, das hinter dem vorderen Symphysenteil vom rechten Dentale überkreuzt wird und nach hinten zu einige Zähne trägt, und Reste eines weiteren Fragmentes, das v. Meyer als Spleniale-Stück angesprochen hat. Der Zahn der Zeit hat auch an diesem Präparat genagt; manche Details, die v. Meyer in seiner Zeichnung festgehalten hat, sind heute, mehr als 120 Jahre später, nicht mehr oder nicht mehr so deutlich erkennbar.

Berg (1966, p. 42) hat den Fund von Büttikon, der deshalb so bemerkenswert ist, weil sonst in der Oberen Süßwasser-Molasse gewöhnlich nur Einzelzähne, Hautknochenplatten und kleine Fragmente vom Schädel oder Unterkiefer gefunden werden, einer eingehenden Nachuntersuchung unterzogen. Ein Eckzahnpaar sei in Übereinstimmung mit der Abbildung von v. Meyer nicht sichtbar. „Erst eine Röntgenaufnahme des Fundes ließ undeutlich die Alveolen dieses Zahnpaares am linken Mandibelast erkennen." Nach der Röntgenaufnahme sei folgende Zahnformel wahrscheinlich: $\frac{?5 + \text{ca. } 17 \text{ oder } 18}{\text{ca. } 17 \text{ oder } 18}$. Es folgen Angaben über den „Unterkieferwert" und den „Symphysenwert" (von Berg eingeführte Indicies), die sich offenbar auch auf dem Röntgenbefund stützen, weil die Maße unmöglich am Präparat genommen werden konnten. Entsprechende Werte seien bisher von keiner anderen Art bekannt. Berg hat aus diesen Gründen in seinem Katalog der *Diplocynodon*-Arten *„Crocodilus Bütikonensis"* zu den ungesicherten Funden gestellt und als cf. *Diplocynodon buetikonensis* bezeichnet.

Da das Material von Appertshofen eine Rekonstruktion des Schädels nicht erlaubt und infolgedessen ein Urteil über die Gesamtform des Schädels nicht möglich ist, muß der Vergleich zwischen den isolierten Schädelknochen von Appertshofen, die meist nur als Fragmente vorliegen, und dem unvollständigen Schädel von Büttikon auf Detail-Merkmale abgestellt werden.

Folgende Merkmale sind bei beiden übereinstimmend bzw. wahrscheinlich übereinstimmend vorhanden:

— eine halbtrichterförmige Aussparung am vorderen Ende des Nasale, die lateral durch den Rand des Maxillare ergänzt und durch den spitzen dorsal-hinteren Fortsatz des Praemaxillare abgedeckt oder ausgefüllt wird, so daß sie äußerlich nicht sichtbar ist; sie ist bei dem vorderen Nasale-Fragment Nr. 14 (Taf. 6, Fig. 3) nicht in voller Länge erhalten, weil die Spitze abgebrochen ist; bei *„Crocodilus Bütikonensis"* ist sie durch Absprengung der Praemaxillaria auf beiden Seiten sichtbar geworden;

— eine Mulde am Orbitalrand des langgestreckten Lacrimale (Nrn. 19—21), die wie ein Ausguß imponiert (Taf. 6, Fig. 4); bei *„Crocodilus Bütikonensis"* ist am Orbitalrand des linken Lacrimale eine völlig gleichartige Mulde erkennbar, mit einer Einbuchtung am vorderen Rand, mit dem Ausgang in eine Rinne vorn-lateral und einer kleinen Zuspitzung vorn-medial; auf der rechten Seite ist das Lacrimale in größerer Ausdehnung überlagert, so daß seine Skulptur nicht zu erkennen ist;

eine ähnliche Mulde findet sich auch bei älteren *Diplocynoden*-Arten: bei dem aquitanen *D. gracilis* von Saint-Gérand le Puy (Allier) nach der Abbildung von VAILLANT (Fig. 8) und wohl auch bei *D. gervaisi* (GERVAIS 1859) aus dem unteren Oligozän von Ronzon (Haute Loire) nach dem hier befindlichen, leider an den betreffenden Stellen beschädigten Schädel;

— als weiteres 3. Merkmal ist wahrscheinlich übereinstimmend, daß der zungenförmige vordere Fortsatz des Frontale (Fragment Nr. 24) mit seinem äußerlich freiliegenden, flachen, schwach skulptierten Teil ziemlich breit ist; bei *„Crocodilus Bütikonensis"* ist dieser Teil des Stirnbeins erhalten; er ist flach, glatt und scheint ebenfalls relativ breit zu sein;

— als weiteres 4. Merkmal ist wahrscheinlich übereinstimmend, daß beim *Diplocynodon* von Appertshofen nach dem Praemaxillare Nr. 10 und nach den 4 vorderen Maxillare-Fragmenten Nr. 11—14 außen an der Praemaxillare-Maxillare-Grenze eine nach lateral offene Kerbe oder Nische (franz.: échancrure; engl.: groove, auch notch) nach Art der Crocodilinen die Unterkiefer-Eckzähne aufgenommen hat; für eine Grube (franz.: fosette de réception; engl.: pit) zur gedeckten Aufnahme der Unterkiefer-Eckzähne nach Art der Alligatorinen besteht kein Anhalt; bei *„Crocodilus Bütikonensis"* sind zwar die Praemaxillaria abgesprengt und beschädigt, man sieht aber besonders deutlich am linken Praemaxillare unmittelbar vor der gerieften Nahtzone eine seitliche Einschnürung; v. MEYER (1855) schreibt dazu: „Die unteren Eckzähne scheinen sich dem Schädel in der schmälsten Gegend außen angelegt zu haben und nicht von einer Grube aufgenommen worden zu sein";

— als weiteres 5. Merkmal ist wahrscheinlich übereinstimmend die schmale Form der Symphyse; bei *„Crocodilus Bütikonensis"* ist der vordere Symphysenteil des linken Dentale, in Seitenlage von außen zu sehen, herauspräpariert, so daß die obere und untere Fläche freiliegen; die am äußeren Rand sichtbare Alveole ist eindeutig die 2.; der Bereich der Doppelalveole 3/4 ist vom rechten Dentale überlagert und eingedrückt, so daß zu verstehen ist, daß die von BERG veranlaßte Röntgenaufnahme die Alveolen dieses Zahnpaares nur undeutlich erkennen ließ.

Aus diesen übereinstimmenden bzw. wahrscheinlich übereinstimmenden Befunden ist zu schließen, daß einerseits *„Crocodilus Bütikonensis"* mit sehr großer Wahrscheinlichkeit ein *Diplocynodon* ist und daher als *Diplocynodon buetikonensis* (v. MEYER 1854) bezeichnet werden muß, andererseits der *Diplocynodon* von Appertshofen ihm nahesteht und deshalb als *Diplocynodon* cf. *buetikonensis* zu benennen ist.

Als Differenzen von fraglicher spezifisch-systematischer Bedeutung sind zu erwähnen:

— das Foramen incisivum ist beim Schädel von Büttikon sehr groß, vorn breit gerundet und hinten stark zugespitzt; beim Praemaxillare (Nr. 10) von Appertshofen, das eine ausreichende Rekonstruktion des Foramens nicht zuläßt, ist nach vorn zu eine Zuspitzung angedeutet (Taf. 6, Fig. 2);

— das äußere Mandibelfenster ist in Büttikon am vorderen Ende auffallend spitz; in Appertshofen (Dentale-Fragment Nr. 51) findet sich vorn eine abgerundete Zuspitzung wie beim mitteleozänen *Diplocynodon darwini* von Messel (LUDWIG 1877, Taf. 1. Fig. 2);

— die Zähne sind in Büttikon nach v. MEYER's ausdrücklicher Angabe im Bericht von 1854 glatt; in Appertshofen finden sich nebeneinander glatte, fein kan-

nelierte und feinst gerunzelte Zähne; Berg (1967a) hat beim *Diplocynodon* aus dem Aquitan des Mainzer Beckens schwach kannelierte Zahnkronen neben überwiegend glatten Zähnen gefunden und eine intraspezifische Variation einer sonst glattkronigen Art angenommen.

Zusammenzufassen sind noch einige Merkmale, die das Material von Appertshofen erkennen läßt, aber bei *Diplocynodon buetikonensis* (v. Meyer 1854), wie der Verfasser den Fund von Büttikon bezeichnet, nicht oder nicht genügend kontrolliert werden können, jedoch zum Teil von anderen Fundstellen bekannt sind:

— die Foramina-Gruppe im medialen Bereich des Exoccipitale (Taf. 6, Fig. 1), die für *Diplocynodon* bisher noch nicht näher beschrieben worden ist; welcher Wert diesem Merkmal zukommt, ist vorerst noch nicht geklärt;

— das Praemaxillare (Nr. 10) mit der großen, hoch hinaufreichenden Grube zwischen der 1. und 2. Alveole und der kleineren Grube zwischen der 3. und 4. Alveole (Taf. 6, Fig. 2), das in der paarweisen Anordnung der Alveolen genau der Beschreibung entspricht, die Roger 1910 (p. 163, nur Text, keine Abbildung) für das obermiozäne *Diplocynodon* cf. *gracilis* von Dechbetten SW Regensburg (Braunkohlentertiär der Oberpfalz) gegeben hat; schon Vaillant 1872 (p. 18) hat bei *Diplocynodon gracilis* aus dem Aquitan von Saint-Gérand le Puy (Allier) auf die tiefe Grube zwischen der 1. und 2. Alveole hingewiesen, die im Verlauf der Alveolenreihe gelegen ist und den 1. Zahn des Unterkiefers aufnimmt;

— die Naht zwischen Praemaxillare und Maxillare an der Gaumenfläche (Maxillare-Fragment Nr. 13), die nicht geradlinig in querer Richtung verläuft, sondern im mittleren Bereich deutlich U-förmig nach hinten ausgebogen ist;

— napfförmig vertiefte Grübchen in den Interdentalräumen des Maxillare hinter der 5., 6., 7. und 8. Alveole, ausgesprochen zwischen den Alveolen gelegen (Maxillaria Nrn. 11—14); das Dentale zeigt bei 2 Fragmenten (einem rechten Nr. 50 und einem linken Nr. 53, die nicht zusammengehören dürften) im hinteren Teil der Zahnreihe, jedoch nicht an korrespondierender Stelle zunächst ein Grübchen am äußeren Kieferrand und im nächsten Interdentalraum ein Grübchen, das ausgesprochen zwischen den Alveolen gelegen ist; der Biß ist also nach der vorwiegend interdentalen Lage der Grübchen crocodylin; im Vergleich dazu ist er nach den Abbildungen von Vaillant (1872) von den aquitanen Krokodilen von Saint-Gérand le Puy (Allier) bei *D. gracilis* crocodylin (Fig. 12), bei *D. rateli* alligatorin (Fig. 15); bei *D. darwini* von Messel (Mitteleozän) ist er nach Berg 1966 (p. 26) alligatorin, bei *D. ebertsi* von derselben Örtlichkeit stärker crocodylin (p. 29);

— das Squamosum (Nr. 26) ist am lateral-hinteren Eck zu einer langen, am Ende absinkenden Spitze ausgezogen, wie sie Ludwig 1877 (Taf. 2, Fig. 1) für das mitteleozäne *D. ebertsi* von Messel abgebildet hat;

— die Gelenkrolle des Quadratum, bei Nr. 34 gut erhalten, hat einen größeren konvexen lateralen und einen kleineren konkaven, besonders von ventral her eingebuchteten medialen Teil mit einer ausgeprägten Kante am medialen Rand (Taf. 6, Fig. 5);

— die Cristae und Rauhigkeiten an der antero-ventralen Oberfläche des Quadratum (Taf. 6, Fig. 5), die als Ansatzstellen für die Sehnen und Aponeurosen des M. adductor mandibulae dienen, bilden erwartungsgemäß ein Muster, das im Detail mit keiner der Typen übereinstimmt, die N. N. Iordansky (1964 und 1973) für die rezenten Krokodilier als spezifische Strukturen beschrieben hat;

— beim Articulare ist am vorderen Querkamm des Gelenks der mediale Höcker

viel größer als der laterale (Nr. 39); der Längswulst in der Gelenkgrube entspringt hauptsächlich aus dem medialen Höcker; er greift mit dieser Wurzel in die mediale Konkavität der Quadratum-Gelenkrolle ein; Processus retroarticularis (Nr. 38 und 40) in der Ansicht von lateral gerade gestreckt wie bei *D. darwini* von Messel nach Berg 1966 (p. 18/19 und Rekonstruktion Abb. 1 d), flacher Längswulst an der dorsalen Seite, medialer Rand konvex;

— das Surangulare (Nr. 41) hat im hinteren Teil eine besonders stark ausgeprägte Skulptur; der hintere Fortsatz ist kurz (Taf. 6, Fig. 6) und keilt zwischen Articulare und Angulare aus wie bei *D. darwini* von Messel nach Ludwig 1877 (Taf. 4, Fig. 16, in der der hintere Umriß des Surangulare an der Außenseite eingezeichnet ist); der kurze hintere Fortsatz ist auch als Abdruck in der Nahtfläche des Articulare Nr. 38 und 40 erkennbar;

— das Dentale hat eine ausgesprochen schmale Symphyse (Taf. 6, Fig. 7), genau so wie die Dentale-Fragmente von Sandelzhausen (Scherer 1973); der Eingang in den Canalis alveolaris inf. (Foramen alveolare inf.) liegt bei einem gut erhaltenen hinteren Dentale-Fragment (Nr. 52) in Höhe der viertletzten Alveole;

— vom postkranialen Skelett fällt das einzige Zentrum eines Halswirbels durch das Fehlen einer Hypapophyse auf.

## Vergleich mit den Krokodilresten von Sandelzhausen

Das Material von Sandelzhausen besteht aus 3 vorderen Dentale-Fragmenten, die alle die Doppelalveole 3/4 zeigen, einem unbedeutenden Angulare-Fragment, zahlreichen Einzelzähnen, mehreren Wirbelzentren und einigen Hautknochenplatten; vom Schädel war zunächst nur ein rechtes Jugale-Fragment und ein sehr kleines Fragment vom rechten hinteren Eck eines Frontale vorhanden; nach Abschluß meiner Arbeit über die Krokodile von Sandelzhausen (1973) wurde noch ein fast vollständiges Frontale (BSP 1959 II 680) gefunden, das von einem kleineren Tier stammt, den Hauptteil des Frontale umfaßt (der vordere Fortsatz fehlt leider) und ein ausgesprochen schmales Spatium interorbitale zeigt. Zur Bestimmung standen also nur die Dentale-Fragmente zur Verfügung. Ein Vergleich mit „*Crocodilus Bütikonensis*“ wurde damals nicht in Betracht gezogen, weil nach Berg 1966 (p. 42) nicht hinreichend gesichert schien, daß ein *Diplocynodon* vorliegt. Da sonst aus der Oberen Süßwasser-Molasse keine brauchbaren Vergleichsstücke vorhanden sind, mußte auf das *Diplocynodon rateli/gracilis* aus dem Aquitan von Saint-Gérand le Puy (Allier) zurückgegriffen werden. Die Übereinstimmung des großen Dentale-Fragmentes von Sandelzhausen (BSP 1959 II 417) in den Maßen mit einem Unterkieferfund aus den burdigalen Sables de l'Orléanais, den Berg (1966, Taf. 3, Fig. 16) abbildet, wurde dargelegt. Da hier aber der zugehörige Schädel nicht bekannt ist, wurde schließlich für das *Diplocynodon* von Sandelzhausen, um nichts zu präjudizieren, wegen der ausgesprochen schmalen Form der Symphyse die Bezeichnung *Diplocynodon* cf. *gracilis* Vaillant 1872 gewählt.

Zum Vergleich zwischen dem *Diplocynodon* von Appertshofen und dem von Sandelzhausen steht nur sehr wenig Material zur Verfügung. Gemeinsam ist beiden die ungewöhnlich schmale Form der Symphyse des Unterkiefers (Taf. 6, Fig. 7 und 8) und die Oberflächenbeschaffenheit der Zahnkronen; das große Dentale-Fragment von Sandelzhausen (BSP 1959 II 417) hat glatte Zähne; unter den Einzelzäh-

nen von Sandelzhausen (BSP 1959 II 427—435; 682 u. 683) finden sich neben einander glatte, fein kannelierte und feinst gerunzelte Zähne wie in Appertshofen.

Als Differenzen sind zu erwähnen:

— bei einem Jugale-Fragment von Sandelzhausen (BSP 1959 II 436), das von einem höchstens mittelgroßen Tier stammt, findet sich vor dem unteren Fußpunkt des Postorbitalpfeilers ein ungewöhnlich großes Gefäßloch, das nach hinten in einen entsprechend großkalibrigen Kanal führt; ein Jugale-Fragment von Appertshofen (Nr. 28) hat an dieser Stelle ein kleineres Gefäßloch, obwohl es von einem viel größeren Tier stammt;

— die isolierten Zentren der Hals- und vordersten Brustwirbelsäule von Sandelzhausen (BSP 1959 II 421) zeigen die typische Hypapophyse mit der anschließenden Kante an der ventralen Mittellinie; das einzige Halswirbelzentrum von Appertshofen (Nr. 66) hat weder eine Hypapophyse noch eine Kante an der ventralen Mittellinie, sondern vorn zwischen den kräftigen Parapophysen einen quer verlaufenden Wulst mit einem Knötchen auf jeder Seite.

Die auffallende Übereinstimmung in 2 wichtigen Merkmalen, in der ungewöhnlich schmalen Form der Symphyse des Unterkiefers und in der Oberflächenbeschaffenheit der Zahnkronen mit dem Nebeneinander von glatten und schwach skulptierten Zähnen läßt den Schluß zu, daß die Krokodile von Appertshofen und Sandelzhausen einander nahestehen, wahrscheinlich zur selben Spezies gehören und daß die beiden Fundstellen wahrscheinlich zeitlich nicht sehr weit auseinander liegen.

Auf Grund der neuen Erkenntnisse ist es notwendig, den *Diplocynodon* von Sandelzhausen umzubenennen und nunmehr auch als *Diplocynodon* cf. *buetikonensis* (H. v. Meyer) zu bezeichnen.

## Danksagungen

Herrn Prof. Dr. R. Dehm danke ich sehr herzlich für die Anregung zu dieser Arbeit und für die Überlassung des Materials, ihm und seinem Nachfolger Herrn Prof. Dr. D. Herm für den Arbeitsplatz im Institut, Herrn Oberkonservator Dr. P. Wellnhofer, Herrn Konservator Dr. G. Schairer, Herrn O. Reg. Dir. Dr. F. Traub und Herrn Diplomgeologen Dr. E.-D. Müller für vielerlei Hilfe und Rat, den Herren M. Dressler und F. Höck für die Anfertigung der Photos. Dem Paläontologischen Institut der Universität Zürich gebührt, wie schon erwähnt, großer Dank für einen Nachguß des „*Crocodilus Bütikonensis*". Für die Überlassung von osteologischem Vergleichsmaterial bin ich der Zoologischen Sammlung des Bayerischen Staates in München, besonders Herrn Oberkonservator Dr. U. Gruber, dem Leiter der Herpetologischen Abteilung, sehr dankbar.

## Literatur

Baird, I. L. (1970): The Anatomy of the Reptilian Ear. In: Biology of the Reptilia (C. Gans & T. S. Parsons, eds), **2**: 192—275, 34 Abb.; London and New York (Academic Press).

Berg, D. E. (1966): Die Krokodile, insbesondere *Asiatosuchus* und aff. *Sebecus?*, aus dem Eozän von Messel bei Darmstadt/Hessen. — Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **52**: 105 S., 11 Abb., 6 Taf.; Wiesbaden.

Berg, D. E. (1967 a): Aquitane Krokodile vom „Hessler" (Wiesbaden-Biebrich) und anderen rheinhessischen Fossilfundstellen. — Mz. Naturw. Arch., **5/6**: 186—193, 4 Abb.; Mainz.

Berg, D. E. (1967 b): Neue Krokodile aus dem Geiseltal und von anderen Fundstellen (Autoreferat). — Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., A (Geol., Paläont.), **12**: 653; Berlin.

Broin, F. de (1965): Etude palaeontologique de quelques Crocodiliens du Sahara. Thèse 3e cycle Fac. Sci. Paris: 140 + 7 S., 23 Taf. (inédit).

Brühl, C. B. (1862): Das Skelet der Krokodilinen, dargestellt in 20 Tafeln (Icones ad Zootomiam illustrandam), VIII + 48 S., 20 Taf.; Wien (W. Braumüller).

Brühl, C. B. (1865): Laqueus Owenii und Laqueus tympanicus petrosi, ein Nachtrag zu: Das Skelet der Krokodilinen, 21 S., 3 Taf.; Wien (K. Czermak).

Cicha, I., Fahlbusch, V. & Fejfar, O. (1972): Die biostratigraphische Korrelation einiger jungtertiärer Wirbeltierfaunen Mitteleuropas. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **140**, 2: 129—145, 2 Taf.; Stuttgart.

Dehm, R. (1961 a): Spaltenfüllungen als Lagerstätten fossiler Landwirbeltiere. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **1**: 57—72, 1 Abb.; München.

Dehm, R. (1961 b): Über neue tertiäre Spaltenfüllungen des süddeutschen Jura- und Muschelkalk-Gebietes. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **1**: 27—56, 5 Abb., 2 Taf.; München.

Fahlbusch, V. (1964): Die Cricetiden (Mamm.) der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., N. F., **118**: 1—136, 67 Abb., 7 Taf.; München.

Fahlbusch, V., Gall, H. & Schmidt-Kittler, N. (1974): Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 10. Die Grabungen 1970—73, Beiträge zur Sedimentologie und Fauna. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **14**: 103—128, 4 Abb.; München.

Hoffstetter, R. & Gasc, J.-P. (1969): Vertebrae and Ribs of Modern Reptiles. In: Biology of the Reptilia (C. Gans, A. d'A. Bellairs & T. S. Parsons, eds), **1**: 201—310, 82 Abb.; London and New York (Academic Press).

Iordansky, N. N. (1964): The jaw muscles of the crocodiles and some relating structures of the crocodilian skull. — Anat. Anz., **115**: 256—280, 15 Abb.; Jena.

Iordansky, N. N. (1973): The Skull of the Crocodilia. In: Biology of the Reptilia (C. Gans & T. S. Parsons, eds), **4**: 201—262, 14 Abb.; London and New York (Academic Press).

Ludwig, R. (1877): Fossile Crocodiliden aus der Tertiärformation des Mainzer Beckens. — Palaeontographica, Suppl. **3**: 1—52, 16 Taf.; Cassel.

Meyer, H. v. (1854): Mittheilung an Prof. Bronn gerichtet (14. Aug. 1854). — N. Jb. Mineral. etc., 1854, 575—581; Stuttgart.

Meyer, H. v. (1855): *Crocodilus Bütikonensis* aus der Süßwasser-Molasse von Bütikon in der Schweiz. — Palaeontographica, **4**, 3: 67—71, Taf. 12; Cassel.

Roger, O. (1910): Ein fossiles Krokodil von Dechbetten bei Regensburg. — Ber. naturw. Ver. Regensburg, **12** (1907—1909): 160—167; Regensburg.

Schnitzer, W. A. (1965): Geologie des Weißen Jura auf den Blättern Kipfenberg und Gaimersheim (Südliche Frankenalb). — Erlanger geol. Abh., **57**: 45 S., 15 Abb., 1 geol. Karte; Erlangen.

Scherer, E. (1973): Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 9. Crocodilia. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **13**: 103—114, 2 Abb., 1 Taf.; München.

Schumacher, G.-H. (1973): The Head Muscles and Hyolaryngeal Skeleton of Turtles and Crocodilians. In: Biology of the Reptilia (C. Gans & T. S. Parsons, eds), **4**: 101—199, 59 Abb.; London and New York (Academic Press).

Vaillant, L. (1872): Etude zoologique sur les Crocodiliens fossiles tertiaires de Saint-Gérand le Puy. — Ann. Sci. géol., **3**, 1: 58 S., 5 Taf.; Paris.

Vos, C. M. de (1938): Studies on the Liopelmidae Nr. 2: The inscriptional ribs of *Liopelma* and their bearing upon the problem of abdominal ribs in Vertebrata. — Anat. Anz. **87**, 4/6: 82—101; Jena.

Wettstein, O. von (1937—1954): Crocodilia. In: Kükenthal, W.: Handb. Zool., **7**, 1 (3. und 4. Lieferung): 236—424, Abb. 175—368; Berlin (de Gruyter).

Zittel, K. A. von (1887—1890) Handb. Palaeont., 1. Abt. Palaeozool., 3. Band: Vertebrata (Pisces, Amphibia, Reptilia, Aves); München u. Leipzig (Oldenbourg).

Zittel, K. A. von (1923): Grundzüge Paläont. (Paläozool.), 2. Abt. Vertebrata, 4. Aufl., neu bearbeitet von F. Broili und M. Schlosser; München und Berlin (Oldenbourg).

## Tafelerklärung

### Tafel 6

*Diplocynodon* cf. *buetikonensis* (H. v. Meyer 1854)

Fig. 1—7: Fundstücke aus der Spaltenfüllung von Appertshofen; Fig. 8: Fundstück von Sandelzhausen; alle Stücke in natürlicher Größe.

Fig. 1: rechtes Exoccipitale (Inv.-Nr. 1953 II 7) in der Ansicht von hinten-ventral; medial (links) die charakteristische Foramina-Gruppe; links darunter der aufgebrochene Kanal der Art. carotis int.; lateral (rechts) die Kerbe des Canalis ossis quadrati.

Fig. 2: linkes Praemaxillare (1953 II 10); paarweise Anordnung der 2. und 3. sowie der 4. und 5. Alveole; die große, hoch hinaufreichende Grube vor der 2. Alveole kommt in der Photographie nicht zur Darstellung; Umrandung des Foramen incisivum nicht vollständig erhalten.

Fig. 3: Fragment vom vorderen Ende eines linken Nasale (1953 II 16); Aussparung am vorderen Ende, die den dorsal-hinteren Fortsatz des Praemaxillare aufnimmt.

Fig. 4: rechtes Praefrontale-Fragment (1953 II 18) und rechtes Lacrimale (1953 II 19); Mulde am Orbitalrand des Lacrimale, die vorn-lateral in eine schmale Rinne ausläuft und auch vorn-medial eine kleine Zuspitzung erkennen läßt; Augenhöhle am vorderen Ende asymmetrisch gerundet.

Fig. 5: rechtes Quadratum-Fragment (1953 II 34); die Gelenkrolle hat einen größeren konvexen lateralen und einen kleineren konkaven medialen Teil mit einer Kante am medialen Rand; die Cristae und Rauhigkeiten an der antero-ventralen Oberfläche des Quadratum sind im Text beschrieben.

Fig. 6: Fragment vom hinteren Ende eines rechten Surangulare (1953 II 41); starke Skulptur; kurze hintere Spitze, die zwischen Articulare und Angulare auskeilt; am oberen Rand springt eine flache runde Lippe vor, die sich an den hinteren Querkamm der Gelenkgrube des Articulare anlegt.

Fig. 7: rechtes Symphysen-Fragment von Appertshofen (1953 II 49) und zum Vergleich

Fig. 8: die Symphyse eines rechten Dentale-Fragmentes von Sandelzhausen (1959 II 417; bei Scherer 1973, Tafel 4 ist dieses Stück vollständig abgebildet); völlige Übereinstimmung in der schmalen Form der Symphyse.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. 18 93—115 München, 30. 12. 1978

# Fossil Giraffidae from the Marāgheh area, N.W. Iran

By Dirk Pieter Bosscha Erdbrink*)

With 2 text figures and plate 7


## Abstract

Description of fossil Giraffid remains collected at four Turolian localities to the East of Marāgheh, N. W. Iran, in 1973. The recovered specimens are attributed to three different species: *Palaeotragus coelophrys* (Rodler & Weithofer, 1890) Bohlin, 1926; *Helladotherium duvernoyi* (Gaudry & Lartet, 1856) Gaudry, 1860; and *Samotherium boissieri* Forsyth Major, 1888.

## Résumé

Des dents et des os de Girafidés fossiles, trouvés en 1973 à quatre endroits fossilifères turoliennes à l'Est de Marāgheh en Iran, sont décrits comme appartenant à trois espèces : *Palaeotragus coelophrys* (Rodler & Weithofer, 1890) Bohlin, 1926; *Helladotherium duvernoyi* (Gaudry & Lartet, 1856) Gaudry, 1860; et *Samotherium boissieri* Forsyth Major, 1888.

## Kurzfassung

Beschreibung von den im Jahre 1973 an vier verschiedenen Lokalitäten, östlich von Marāgheh, Iran, gefundenen Überresten von Giraffidae. Sie werden drei Spezies zugeschrieben: *Palaeotragus coelophrys* (Rodler & Weithofer, 1890) Bohlin, 1926, *Helladotherium duvernoyi* (Gaudry & Lartet, 1856) Gaudry, 1860 und *Samotherium boissieri* Forsyth Major, 1888. Das Alter der Ablagerungen an den vier Fundstellen ist das Turolium.


*) Dr. D. P. Bosscha Erdbrink, Laboratorium voor Zoölogische Oecologie en Taxonomie der Rijksuniversiteit Utrecht, Plompetorengracht 9—11, 3512 CA Utrecht, the Netherlands.

## Introduction

Among the material collected between August and November, 1973, at four out of a number of localities to the East of the town of Marāgheh in N. W. Iran by a party consisting of Dr. N. SCHMIDT-KITTLER, of the Institute for Paleontology and historical Geology of Munich University, Mr. S. A. P. L. CLOETINGH of the Vening Meinesz Laboratory for Geophysical Research of Utrecht University, and the author, some 24 items, remains of 22 to 16 individual specimens, have been identified as fossil Giraffidae. These were collected in addition to other Giraffid material from two more localities, Aliābād and Mordaq, in the same area. This has already been described in two previous papers (BOSSCHA ERDBRINK, 1976 a and b): *Decennatherium crusafonti,* from presumably Vallesian deposits with an age of approximately 12.5 Ma, and *Samotherium mongoliense nowruzi,* having a still older, probably Aragonian (upper Vindobonian) age.

The remains described in the present paper have been recovered at a locality known to our party as K 2, not far North of a bridle path between the villages of Kerjābād (= Kirdjava) and Qartāvol (= Gartaul) and just to the West of the watershed between the two valleys containing each village; at another locality nearby, K 1, just East of the same watershed and also North of the bridle path; at a locality approximately 2 km N. of the village of Aliābād (= Aliawa), locally called Güzgünēh (indicated by the letter G in figure 1a in BOSSCHA ERDBRINK et al., 1976) in the upper part of a gully system probably near a locality where DE MECQUENEM collected prior to 1908, indicated on his "Carte des Gisements de Vertébrés" in his 1908 paper as Sou You Dere, i. e. the valley of the brook; and at a locality near the village of Shoylavand (= Chollövend), as an isolated find in red tuff containing lapilli and (at its base) round stones having a diameter of 4 cm. As can be checked on the compound stratigraphical columns, figure 2 in the cited 1976 paper by BOSSCHA ERDBRINK et al., three of the four localities (K 2, Güzgünēh, Shoylavand) may be considered as stratigraphically contemporaneous, while K 1 lies somewhat higher and is therefore slightly younger. Above the level with the fossils of K 1, at the watershed between K 1 and K 2, lies our party's paleomagnetic site III. Potassium-Argon absolute dating has provided an age of 8.7 ± 0.4 Ma for the samples from this site, which moreover proved to be of reversed magnetic polarity. As a result this age is further restricted at between 8.4 and 8.7 Ma (see table I and figure 5 in BOSSCHA ERDBRINK et al., 1976). It follows from this that the fossils described in the present paper are necessarily slightly older. Those from the locality K 1 may be of nearly the same age as the trachytic breccia of site III, being situated only slightly lower, but the fossils from the other three, still appreciably lower localities may well have an estimated age nearer to 9.0 Ma. This would make them approximately contemporaneous with the fossils from the Samos 1—4 units (amongst which are the finds from the Samos quarry 1 site, having an age lying between 8.9 ± 0.9 Ma and 8.0 ± 0.8 Ma) according to VAN COUVERING and MILLER (1971) and, as is usually inferred from faunal comparisons only, also with "the" fauna from Pikermi.

The complete material forms part of the Bavarian State collection for Paleontology and historical Geology at Munich; the numbering system prevalent in that collection has therefore been followed.

In an earlier paper (BOSSCHA ERDBRINK, 1977) I have advanced a number of

arguments for the identification of the two species *Samotherium neumayri*, described from Marāgheh, and *S. sinense* with the original species from Samos, *Samotherium boissieri* Forsyth Major, 1888. Large, intermediate and (relatively) small individuals of this animal are known to occur together at many of the (Turolian) fossil localities where they have been collected. If such a procedure is felt to be necessary, one might designate the large variety as the s u b species *sinense*, the intermediate one as the s u b species *neumayri* and the small form as the s u b species *boissieri*. Likewise, the identity is argued of the Turolian *Helladotherium* from Marāgheh, described by De Mecquenem as the species *gaudryi*, with the original form known from Pikermi, *Helladotherium duvernoyi* (Gaudry & Lartet, 1856) Gaudry, 1860, as well as with *H. grande* (Pilgrim, 1911) from the Salt Range in Pakistan. The relatively large Turolian *Palaeotragus coelophrys* (Rodler & Weithofer, 1890) Bohlin, 1926, from Marāgheh and from a large number of other localities is considered by me to be a good species, distinct from its contemporary the smaller *P. rouenii* Gaudry, 1861, from Pikermi and from a number of other, also exclusively westerly localities.

## Description and identification

Nine items comprise d e n t a l material, which will be treated first:

1973 XXI 59 from the locality K 2 is a $M_3$ dexter in the very first stage of wear, which has recently lost half of its third posterior lobe while the roots are wanting also due to recent damage. The brownish-grey enamel is finely wrinkled all over. Fairly clear traces of a basal cingulum are present along the lingual side, the front of the molar and at the vestibular base of the anterior lobe (i. e. at the base of the anterior crescent, the protoconid, when the nomenclature used by Patton, 1969, is followed). In the valley between this protoconid and the hypoconid two accessorial conulids have developed, probably out of the cingulum. These rise up to about a quarter of the height of the neighbouring conids. Behind the hypoconid, in the valley separating it from the third, largely broken-off lobe, another conulid rises up to nearly the same height. Very indistinct traces of the cingulum around the base of the hypoconulid can rather be felt by touching the enamel, than seen. Apart from the median ribs on the lingual sides of the crests (the metaconid and the entoconid), which are not very pronounced, these sides are rather flat. The metaconid stands slightly obliquely in front of the entoconid, giving rise to what is termed in German a "Kulissenstellung". This feature is repeated by the entoconid with respect to the posterior, or third lobe.

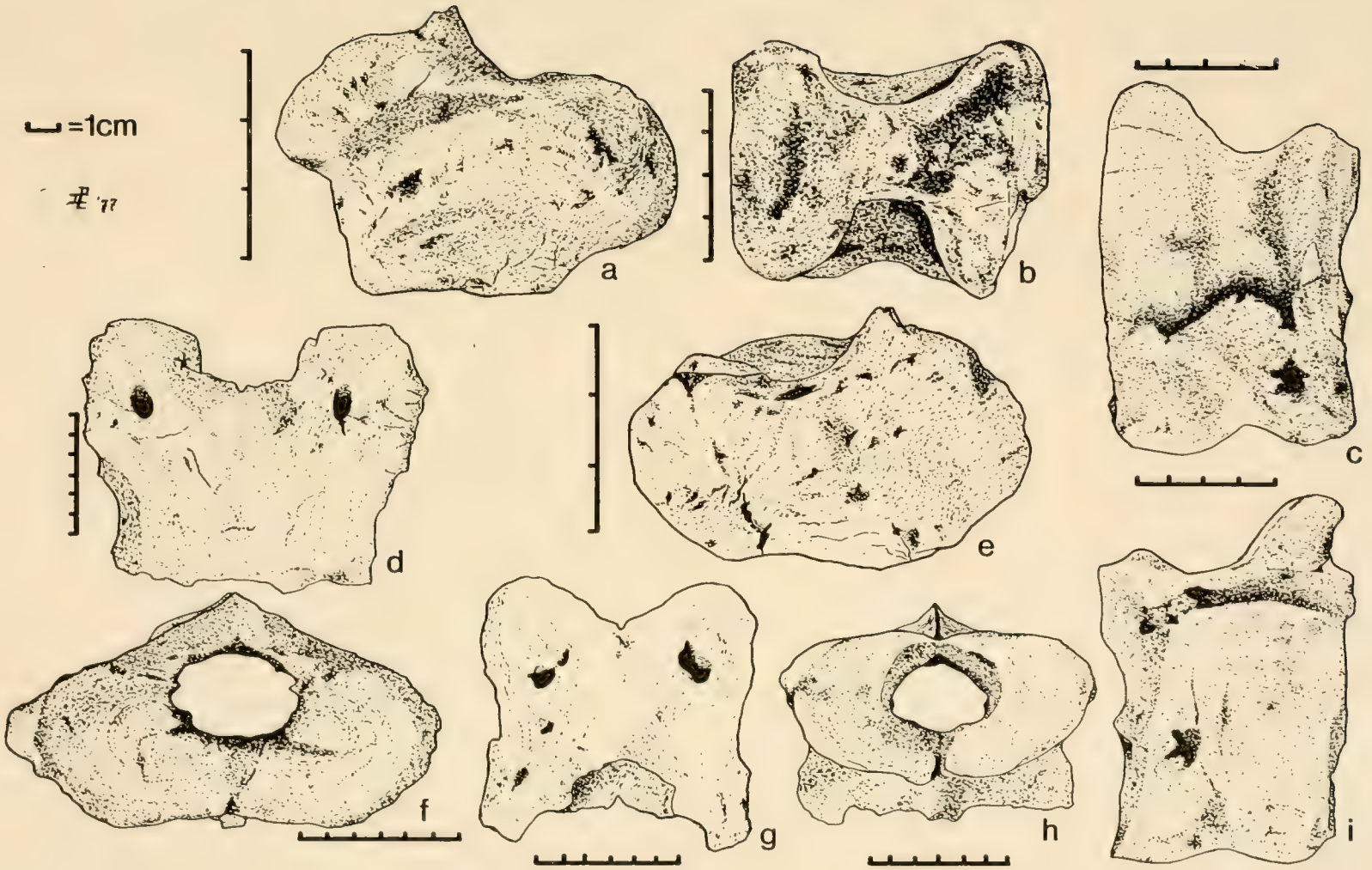
Although there exist decided differences, such as the larger size of the specimen from Marāgheh, one cannot but agree that there is a certain likeness with the $M_3$ of the stratigraphically older *Giraffokeryx punjabiensis* from Chinji (see Pilgrim, 1911, Pl. I, fig. 4: the specimen Ind. Mus. No B. 493). This, and its size, already constitute sufficient arguments to assign 1973 XXI 59 to the Turolian *Palaeotragus coelophrys* (Rodler & Weithofer, 1890) Bohlin, 1926, known to occur in the Marāgheh area. The measurements of the molar, even the height of its enamel, agree very well with the data given by Bohlin (1926, p. 30) for a number of individuals of *P.* cf. *coelophrys*.

Another fossil from locality K 2, numbered 1973 XXI 61, is an isolated $P^3$dexter, complete but for its two vestibular roots, which have broken off, the single lingual root being present. Its dark grey enamel is finely wrinkled. A barely perceptible cingulum surrounds the whole tooth, which is practically unworn. A curious enamel enclosure is to be seen at the postero-internal side of the occlusal surface, corresponding with the hypocone. This resembles a similar feature in the $P^3$ of *Helladotherium grande* from Dhok Pathan, Ind. Mus. No. B. 512, pictured by PILGRIM (op. cit.) on Pl. III, figs. 2 and 2 a. As there, and also in the case of the (smaller, having the size of the presently described fossil) *Palaeotragus* cf. *coelophrys,* ex D (from lok. 70 in Shansi?) pictured by BOHLIN (1926, Pl. II, figs. 1 and 2), the space between crescent and crest is deeply excavated, true dentine apparently being absent. The weak single vertical rib on the vestibular side of the crest is not symmetrically placed: it stands at about one third of the total length of the premolar from the anterior end. A similar situation exists, almost exactly repeated, in the $P^3$dexter of an otherwise slightly different, and stratigraphically somewhat older, *Palaeotragus* sp. from Hostalets de Pierola in Spain, as pictured by CRUSAFONT (1952, Pl. XVIII, figs. 1, 1 a and 1 b). Its size together with the described morphological particularity are sufficient for an identification as *Palaeotragus coelophrys* (RODLER & WEITHOFER, 1890) BOHLIN, 1926.

1973 XXI 60, also from K 2, is most probably the posterior half of a $M^2$ (or, less likely, a $M^1$) dexter, having dark grey enamel which is finely to moderately wrinkled. The tooth is moderately worn and has therefore belonged to an adult individual of medium age at the time of death. Faint traces of a very indistinct cingulum are barely discernible at the external and internal bases of the half molar. A number of warts, pustulate conules, are developed from this basal cingulum along the anterior lingual base of the posterior crescent (hypocone) where it has originally formed one side of the median lingual valley. The central rib on the vestibular side of the posterior crest (metacone) is only weakly developed, less strongly than the posterior and anterior vertical flanges bordering this same crest on its vestibular side. Part of the posterior enamel wall between posterior crest and crescent has recently broken away, while the two roots of this posterior half molar have also been lost. The space between crest and crescent, when seen occlusally, is deep and open, there being no filling of dentine or cement. This space has an open connection on its anterior side with the now absent anterior half of the molar, where posterior crest and crescent do not join each other. The two are connected at the posterior side of the tooth.

---

Fig. 1: a. internal, and e. external face of 1973 XXI 62: os malleolare dexter of *Samotherium boissieri sinense* from K 2. — b. proximal articular, c. anterior, and i. posterior aspects of 1973 XXI 51: astragale dexter of *Samotherium boissieri sinense* (perhaps the same individual as 1973 XXI 62) from K 2. — d. upper (cranial side towards upper margin of plate), and f. anterior aspects of 1973 XXI 48: atlas of *Samotherium boissieri sinense* from K 2. — g. upper (cranial side towards upper margin of plate), and h. anterior aspects of 1973 XXI 49: atlas of *Palaeotragus coelophrys* from K 2.


=1cm
a
b
c
d
e
f
g
h
i

There is a marked resemblance with the posterior halves of $M^1$ and $M^2$ of the *Helladotherium grande* depicted in Pilgrim's already cited paper on Pl. III, figs. 1 and 1 a, although no definite traces remain of the more or less characteristical thickening of the enamel ridge on the posterior slope of the hypocone, when viewed occlusally, because it is this part of the enamel wall in the K 2 fossil which has partly broken off. These morphological considerations, together with the measurable dimensions of this half molar, point towards an identification of the item as *Helladotherium duvernoyi* (GAUDRY & LARTET, 1856) GAUDRY, 1860.

1973 XXI 58 is an item consisting of an almost complete $P_3$ sinister, from which only half of the posterior root is absent owing to recent damage. It was collected at K 2. The premolar sits in a fragment of its mandibula composed of the tabula externa; thus the roots are visible from the lingual side. The tip of the posterior root of the otherwise absent $P_2$ is still present. The bone and the enamel are greyish brown, while the enamel of the tooth is very finely wrinkled. A narrow and fairly deep excavation starts in the occlusal surface at a point near the anterior conid (paraconid), runs in a posterior direction separating proto- and metaconid, and opens outward lingually between meta- and entoconid. Behind the main cuspid of the entoconid a very small transverse excavation, also opening up lingually, has caused the formation of an accessory cuspid behind the entoconid. A cement-filled vertical fold forms a more or less distinct border on the vestibular side between protoconid and hypoconid. A small stylid at the anterior lingual side of the premolar forms the antero-internal corner. There are no traces of a basal cingulum. The tooth is only moderately worn. It has belonged to a young but adult individual.

In a morphological sense there are resemblances with the $P_3$ of *Palaeotragus microdon, P.* cf. *coelophrys* and "*P.*" *decipiens* as figured by BOHLIN (1926, Pl. III, figs. 3—5 and Pl. IV, fig. 8), but also with the $P_3$dexter of *Samotherium* cf. *neumayri* pictured there in textfig. 58. The size of this element almost matches that of the presently described fossil. Most resemblances, however, lie with the $P_3$ described by RODLER & WEITHOFER (1890) as belonging to *Alcicephalus neumayri* from Marāgheh (op. cit., pp. 759-760 and Pl. III, figs. 3 and 4); the main difference being the lesser degree of wrinkling of the enamel in the fossil collected in 1973. I do not hesitate to ascribe this item to *Samotherium boissieri* FORSYTH MAJOR, 1888.

1973 XXI 69, from Shoylavand, and 1973 XXI 85, from Güzgünēh, both being $DP_4$, will be described here together. The first find, still in a mandibular fragment (with parts of the internal and external tabulae) is practically complete. Only the inner (lingual) half of the most anterior of the three lobes of this $DP_4$dexter has recently broken off. The colour of the bone and of the moderately wrinkled enamel is greyish white, mottled with black. There are no traces of a basal cingulum and in the two external valleys between the three lobes only minute swellings tend to indicate a propensity to form accessory tubercles near the base. The tooth is somewhat less than half-worn. When seen from below no traces can be seen of a presence of an unerupted permanent $P_4$ still in the jaw. Viewed occlusally, the "mark" between crescent and crest of the posterior lobe stands open lingually at the back of the tooth. Each of the lingual vertical enamel borders of the three lobes slightly overlaps the next one to the back, again causing the

already mentioned "Kulissenstellung". This deciduous molar very nearly is a copy of the $DP_4$ of *Alcicephalus neumayri* pictured by RODLER & WEITHOFER (1890, Pl. III, figs. 5 and 6), having almost the same size, and also of the same tooth of *Samotherium sinense* figured by BOHLIN (1926, Pl. VII, fig. 3).

These morphological points are matched by those discernible in 1973 XXI 85, a $DP_4$sinister. This entirely unworn tooth, having a greyish brown colour and moderately wrinkled enamel, is complete but without its roots. There probably have been a single root in front, one or two roots under the central lobe, and two combined roots under the posterior lobe. Again, no traces of a basal cingulum exist, but here an accessory tubercle in the posterior valley on the lingual side of the tooth is clearly developed and another one, in the anterior valley, is at least indicated.

Possibly, even probably, belonging to the same individual from Güzgünēh, because of the exactly identical state of preservation, is 1973 XXI 84, a small fragment (mainly tabula interna, but also a little bit of the external table) of mandible containing an unerupted $M_2$ (or perhaps $M_1$) sinister. Comparison with Pl. III, fig. 1 in RODLER & WEITHOFER (1890) shows the great resemblance of this fossil with the $M_2$ of *Alcicephalus neumayri*. The enamel is moderately to finely wrinkled, and it has the same colour of 1973 XXI 85. The lingual enamel walls of its two lobes are again arranged in a "Kulissenstellung". No traces of a basal cingulum can be observed (but part of the hinder side of the posterior lobe has broken off).

1973 XXI 86 is a large fragment of a much worn $M^1$sinister, which must have belonged to an old individual. What is left of the enamel has a greyish brown colour, while the occlusal dentine surfaces and the roots are somewhat darker. The enamel of this tooth from Güzgünēh is finely wrinkled. The molar has possessed four roots, but only the postero-internal one now remains; the other three have broken off due to recent damage. This has also caused the disappearance of the antero-internal corner of the tooth and of its entire vestibular portion. Only the two moderately deep excavations between crescents and crests, and the posterior crescent (the hypocone) have been preserved in their entirety. So has the valley between anterior and posterior crescent, which has only barely escaped being worn down totally. What is left of this molar very much resembles the $M^1$sinister in the maxilla of *Alcicephalus neumayri* pictured by RODLER & WEITHOFER (op. cit., Pl. II, fig. 2) although there the figured individual has a much less worn dentition. In neither case traces of basal cingula appear to exist.

The last dental fragment to be described here, 1973 XXI 87, also from Güzgünēh, consists of the nearly entire external (vestibular) enamel wall, together with the distal and postero-internal corner, of a $P^4$sinister without any traces of wear. The rest of the tooth, except for a fragment of the posterior root, has recently broken off. The enamel has a greyish brown colour and is finely wrinkled. The form of this fragment, and the amount of projection of the median and the two lateral ribs on the external wall, very much conform to that of the $P^4$ of *Alcicephalus neumayri* pictured on Pl. II, figs. 1 and 2 in the cited paper by RODLER & WEITHOFER.

It will be clear that the items 1973 XXI 69, 84, 85, 86 and 87 have to be identified as belonging to *Samotherium boissieri* FORSYTH MAJOR, 1888.

The following table contains the measurements taken from the described dental elements, which have been indicated by their last catalogue number only (for the sake of brevity the prefix 1973 XXI has been omitted).

Table 1. Measurements of teeth in millimetres.

| | $P^3$d, 61 | $P^4$s, 87 | $M^1$s,86 | $M^2$d,60 | $DP_4$d, 69 | $DP_4$s, 85 | $P_3$s, 58 | $M_2$s, 84 | $M_3$d, 59 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| max. length | 26.3 | 26.3 | 39.1 | 44.4 (=2x 22.2) | 41.3 | 47.8 | 26.7 | 45.8 | 37.8 |
| max. width, ant. 1. | — | — | — | — | 13.7 | 14.5 | — | ±13.2 | 18.0 |
| max. width, p. lobe | — | — | 38.2 | — | 19.1 | 19.1 | — | 13.4 | 12.0 |
| max. width, cent. 1. | — | — | — | — | 18.5 | 19.4 | — | — | 22.7 |
| max. width | 26.2 | 21.7 | — | 38.7 | — | — | 20.4 | — | — |
| enamel height | 28.0 | 31.2 | 10.3* | 27.1* | 21.4* | 24.6* | 24.5 | 39.0 | 25.0 |

* = measured over posterior lobe, vertically

Among the p o s t c r a n i a l remains of Giraffidae from the Marāgheh area, a pair of first cervical vertebrae from the locality K 2, showing an almost identical state of preservation and having a dirty white colour with small brown and black spots, strike one immediately by their difference in size and in morphological features. The largest of the two is 1973 XXI 48. The atlas is slightly damaged while it has suffered some postmortal deformation, possibly prior to its fossilization. The left half of the vertebra has been slightly compressed and at the same time it appears to have somewhat shifted in a caudal direction. The edges of both alae and the left lower side of the caudal edge have been lost long ago, perhaps even before fossilization. Likewise, the outer edge of the articulation for the left occipital condyle shows certain curious attrition marks, when compared with the outer edge of the cup for the right condyle, which is somewhat more complete. Very probably these are to be explained as ancient gnawing marks made by some carnivore. On the ventral side of the vertebra, the ventral tubercle, a feature occupying a position as far posterior as in the recent *Giraffa*, has recently broken off.

The hypothetical central axis to be projected sagittally through the main neural canal forms a very sharp angle with the theoretical plane horizontally bisecting the centres of the left and right condylar articulations. The value of this angle lies between 20 and 30 degrees. The caudal face of the vertebra forms a nearly flat plane from which the pronounced axial articulations jut out caudally, separated by a relatively broad non-articular area. A strong ridge inside the neural canal indicates the limit to which the odontoid process of the axis has penetrated, a feature also present in *Giraffa*. The anterior margin of the neural arch, seen from above, is squarely and deeply emarginate while its posterior (or caudal) margin is only very superficially scalloped in the mesial sagittal region. Again, gnawing

marks can be seen immediately to the left of this last-mentioned area. The anterior ventral edge of the atlas is deeply emarginate with a small extra concavity at its (sagittal) centre. There is no trace of a keel or spine there, the base of the already mentioned ventral tubercle starting to rise from the surface slightly more caudally. The posterior ventral margin is straight but for the (missing) alar projections to the right and left. The atlantic fossa is shallow and broad on each side and contains an alar foramen near its outer edge, approximately at equal distances (6.5 cm) from the ventral mesial base for the tubercle and from the posterior and anterior edges of the vertebra in front of and to the back of these foramina. On the dorsal surface an elongate but not strongly pronounced tubercle, bounded in front by a sharp but shallow keel, can be observed in the mesial plane. To each side of this keel an oval deep concavity contains the exits of the alar and the intervertebral foramina, as in *Giraffa*.

The second of the two fossil vertebrae from K 2, numbered 1973 XXI 49, is the smaller one of the two and also somewhat more complete. It has apparently not suffered postmortal deformation and only minor recent damage. The ventral tubercle is placed as much posteriorly as in no. 48, but here it has broken off and so have the extremities of the caudal alar projections on each side. The value of the angle between the axis of the neural canal and the plane through the condylar articulations in a horizontal direction, is markedly higher in this specimen, indicating that the animal held its head at a different angle relative to its neck compared with the specimen of number 48. Here its value may be estimated at some 45 degrees. Other differences are: a far more pronounced dorsal tubercle in the mesial line of the dorsal surface, which is formed as a double keel or spine in front of this tubercle and ending at the point of the deep V-like emargination of the anterior margin of the neural arch; very little non-articular distance between the articulations for the axis at the caudal face of the atlas, while, inside the neural canal, the anterior margin of the area once occupied by the odontoid process of the axis is only slightly less strongly marked by a ridge in comparison with no. 48; relatively deeper atlantic fossae with alar foramina opening there, on the ventral surface, into these at their anterior (cranial) distal margins; far broader bony bridgelike separations between the exits of the alar and intervertebral foramina into common oval concavities on the dorsal surface, again at about equal distances to the mesial dorsal spine and to the anterior and posterior edges of the vertebra (some 4.5 cm). These bony bridges lie sunken in the oval hollows. The anterior ventral emargination of this atlas copies that of no. 48, and here also no traces exist of a keel or spine in front. The posterior ventral margin is nearly straight to very shallowly concave (because of the caudal alar projections).

In the following table some measurements of the two collected specimens are compared with measurements taken from papers by Churcher (1970), whom I have largely followed, Bohlin (1926, pp. 56—57) and the well-known work by Gaudry (1862—1867, pp. 253—258).

The first apparent conclusion to be gathered from this table is the fact that the two animals to which these atlases belonged, although mutually different both in a morphological sense, as well as in absolute size, have been considerably larger than the early, Vindobonian, precursors at Fort Ternan, and they even equalled and surpassed the Chinese *Samotherium* which is usually considered to be a very large representative of its genus. It is a pity that only so very little fossil atlases

Table 2. Comparison of measurements of first cervical vertebrae collected at locality K 2 with data from literature.

| | No. 48 | No. 49 | *H. duvernoyi* (2 sp.) | *S. sinense* | *S. eminens* | *Pal. primaevus* | *S. africanum* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Transv. width, cranial side | + 170 | 132 | — | 144 | 120 | 102 | 120—130 |
| Transv. width, caudal side | + 136 | 134.5 | + 129 | — | — | 108.7 | 118—149 |
| Max. prox./distal length | 130 | + 130 | 115 | ± 102 | 85 | + 85 | 110—120 |
| Prox./dist. length over facets(?) | 123(?) | 87(?) | — | — | — | 75 | 83—87 |
| Transv. width over condyl. facets | 150 | 111.5 | 135 | — | — | 78.8 | 78—85 |
| Dorsoventr. depth of same | 68.5 | 51 | — | — | — | 31.3 | 35—36 |
| Dorsoventr. height over arches | + 110.5 | + 96 | — | — | — | 52.6 | 63—66 |
| Transv. width of axial facets | 129 | 98 | — | — | — | 70.4 | 75—80 |
| Dorsoventr. depth of same | 65.5 | 53 | — | — | — | 34.1 | 41—44 |
| Length in midventral line | 63 | 54 | — | 64 | — | 42.1 | 57—58 |
| Transv. diam. of neural canal, cranially | 60.5 | 56.5 | — | — | — | 34.6 | 38—47 |
| Dorsoventral diameter of same | 40.5 | 39.5 | — | — | — | 21.8 | 25—27 |
| Transv. diam. of neural canal, caudally | 67.5 | 49.5 | — | — | — | 33.2 | 35—39 |
| Dorsoventral diameter of same | 56 | 48 | — | — | — | ± 32.3 | 32—36 |

In this table the data for *Samotherium africanum,* taken from CHURCHER, p. 77, table XX, have been compiled by me from three specimens while the figures given there have been rounded off because only the gaining of a general impression is envisaged. In the figures for *Samotherium sinense* and *S. eminens,* taken from Bohlin, only figures giving a „transverse width", without stating whether this is meant cranial or caudal, are obtainable.

have been collected and described up to the present. Large size brings to mind the possibility that perhaps *Helladotherium duvernoyi* might be implicated. However, both the (few) dimensions of two atlases given by GAUDRY, as well as the excellent figure (Pl. XLII, fig. 3) show that there can be no question of an identifi-

cation with this animal. Its atlas, seen from the side, was much higher in a sagittal (dorso-ventral) sense. On the other hand, BOHLIN's textfigures 67 and 68 of the atlas of *S. sinense,* and CHURCHER's figures 79—81 of that of *S. africanum* show the appreciable dorso-ventral flattening which is apparently characteristical for the atlas of *Samotherium.* The somewhat bovine aspect of the vertebra, alluded to by BOHLIN (op. cit., p. 57), may be expressed by dividing the first measurement of each vertebra by its third one in the table. For *S. sinense* and *S. eminens* values (exactly identical!) of 1.41 are found, for number 48 a value exceeding 1.30, but for no. 49 only 1.01; for *Helladotherium* 1.12, for *Palaeotragus primaevus* 1.2 and for *S. africanum* values of 1.09, 1.005 and 1.18.

The circumstance that the value found in the case of number 48 approaches those of *S. sinense/eminens,* together with the morphological resemblance existing between number 48 and the figured atlases of *Samotherium sinense* and (in a lesser degree) *S. africanum,* are sufficient reasons for the identification of atlas 1973 XXI 48 as belonging to (a very large specimen of) *Samotherium boissieri* F. MAJOR, 1888.

Atlas number 49 shows a very great degree of resemblance with the atlas of *Palaeotragus primaevus* figured by CHURCHER (op. cit., figures 14—18). Especially the side view (fig. 18) is almost identical from a morphological point of view. The much lower values found for what might be called the "bovine index", see above, in the cases of this atlas, that of *P. primaevus* and those of the still primitive (and therefore more closely allied, when the theory is accepted that *Samotherium* and *Palaeotragus* stem from a common ancestor resembling *Giraffokeryx*) *S. africanum,* all point to an identification of 1973 XXI 49 as the atlas of *Palaeotragus coelophrys* (RODLER & WEITHOFER, 1890) BOHLIN, 1926.

Among the material collected in 1973 at the locality K 2 are two astragali. The first of these, 1973 XXI 51, is a complete specimen of the right side, quite large in size and greyish white with black spots. On the lateral proximal part of the "roll", the tibial articulation, one may discern traces of the former presence of a ligament forming the connection with the malleolus. The thickness of the bone on the mesial side exceeds that on the outside (see BOHLIN, 1926, p. 69), while below the midline, in its posterior aspect, one encounters a pronounced, broad groove along the outer edge, intended for a mesial protuberance in the posterior part of the naviculocuboid (= centrotarsale). The internal border between the articular facettes for the calcaneum and the naviculocuboid on the posterior face of this astragalus is a partly indistinct, not straight but weaving line.

The second astragalus, 1973 XXI 52, of the left side, was found together with part of the distal epiphysis of its tibia (the lateral part of which is missing), numbered 1973 XXI 54. It is a more uniformly greyish piece of bone than number 51. The tibial fragment is brownish grey. The aspect of the proximal part of this epiphyseal fragment clearly shows that the animal to which it belonged was immature. There are some five distinct foramina nutricia on the anterior face of the epiphysis. The astragalus itself is incomplete as well. Its distal part on the anterior side is absent owing to recent damage, and so is part of the lateral anterior side. What is present of the mesial and distal faces is rather flat without pronounced keels, facettes or other features. The caput astragali impresses one as being relatively low. The short remaining upper part of the mesial border along the facette for the calcaneum on the posterior face of the astragalus is a straight line.

Table 3. Measurements of astragali from K 2 compared with data taken from publications by GAUDRY and BOHLIN.

| | *Samotherium sinense* (BOHLIN) | | | | | | | *S. eminens* 102/II |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | No. 1 young | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | |
| Maximum height on mesial side | 104 | 105 | 103 | 103 | 102 | 94 | 93 | — |
| Maximum height on lateral side | — | 120 | 112 | 117 | 114 | 110 | 103 | 111 |
| Lateral-mesial width at distal end | 69 | 77 | 68 | 75 | 72 | 70 | 66? | 64 |
| Lateral-mesial width at proximal end | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Maximum sagittal thickness (± in centre of bone) | 56 | 58 | 62 | 67 | 64 | 61 | 58 | 58 |
| „Indiche de anchura" (Crusafont) | — | — | — | — | — | — | — | — |
| „Index 2" | — | ±0.64 | ±0.61 | ±0.64 | ±0.63 | ±0.64 | ±0.64 | ±0.58 |

| | *P. microdon* | | | *P.* cf. *coelophrys* Lok. 78 | 1973 XXI 51 | 1973 XXI 52 | *Helladotherium duvernoyi* (GAUDRY) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 116 | 108 | Gr.r. | | | | |
| Maximum height on mesial side | 56 | — | 63 | 67 | 97 | — | — |
| Maximum height on lateral side | — | 69? | 71 | 75 | 115 | 90 | 104 |
| Lateral-mesial width at distal end | 38 | 40 | 45+ | 47 | 73 | — | — |
| Lateral-mesial width at proximal end | — | — | — | — | 80 | 62 | 75 |
| Maximum sagittal thickness (± in centre of bone) | 34 | — | 39 | 44 | 68 | 56 | — |
| „Indiche de anchura" (Crusafont) | — | — | — | — | 0.696 | 0.69 | 0.721 |
| „Index 2" | — | ±0.58 | ±0.63 | ±0.63 | 0.634 | — | — |

No traces are present of any bordering line or ridge between facettes for naviculocuboid and calcaneum.

While only a single measurement could be taken from the tibial epiphyseal fragment 1973 XXI 54, namely its maximum sagittal diameter at the mesial side, being 68 mm, a number of measurements taken from the two astragali and compared with measurements given by GAUDRY (1862—1867, p. 259) for the astragalus of *Helladotherium duvernoyi*, and by BOHLIN (1926, pp. 18, 25 and 69)

for the astragali of *Palaeotragus microdon, P.* cf. *coelophrys* and *Samotherium sinense,* respectively, have been combined by me in table 3. As I have done in my 1976-a paper on *Decennatherium crusafonti,* I again computed the "indiche de anchura" following CRUSAFONT (1966, p. 67), this being the lateral-mesial width at the proximal end of the bone, divided by its maximum height taken on the lateral side; however, as Bohlin has not given the lateral-mesial width at the proximal end, but only that at the distal end, which is almost always a slightly lesser value, I have also computed an index using that in combination with the maximum lateral height ("index 2").

It has been assumed by me that the values given by Gaudry as "longueur" and "largeur" are the maximum measurable dimensions of the astragalus; as these are usually the maximum height on the lateral side and the lateral-mesial width at the proximal end, I feel justified in computing the "indiche de anchura" from them. It will be seen that its value, in *Helladotherium,* is considerably more than that in *Samotherium,* where it appears to be the same in both specimens from K 2; while "index 2", also in the case of *Samotherium,* is remarkably constant somewhere near 0.63—0.64, being suddenly lower only in *S. "eminens",* in which it approaches the few values computed for *Palaeotragus.* It is mainly this argument, coupled with the morphological points of resemblance between number 51 and the description given by Bohlin (op. cit., p. 69), which, in my opinion, suffices to conclude that both astragali have to be identified as belonging to *Samotherium boissieri* F. MAJOR, 1888. Number 51 must have been a large individual (as in the case of the atlas no. 48), while number 52, and perforce also number 54, was an immature individual of smaller dimensions.

There exists a very great possibility that item number 1973 XXI 55, the distal part of a calcaneum of the left side, found at K 2 also and showing a colouring and a state of preservation identical to that of number 1973 XXI 54, has belonged to the same individual. The articulation for this calcaneum on to astragalus number 52 fits almost perfectly.

The upper, proximal or most posterior part with the tuber calcanei of this bone has broken off long ago, and the slightly hollowed shaft in which some cracks appear while, in front, a wedge of bone has recently been lost, has probably been subjected to recent thermal (solar) erosion while lying at or near the surface. Notwithstanding this circumstance one may observe that the articular facette for the naviculocuboid shows a minute part in front which is directed outwards, from there gradually turning inward more to the back, as in the description given by BOHLIN (1926, p. 70), where it is stated that this facette is directed uniformly inward in the genus *Giraffa,* but in the described manner in *Samotherium.* Quite at the back of this facette it is not prolonged in a posterior sense, again in contrast to the situation in *Giraffa,* but agreeing with that in *Samotherium.*

Still obtainable measurements from this fragment, which may be compared with measurements given by BOHLIN (op. cit., p. 18 and p. 70) for *Palaeotragus microdon* and *S. sinense,* and by RODLER & WEITHOFER (1890, p. 765) for *Alcicephalus neumayri* and *A. coelophrys,* are:

| | |
|---|---|
| Maximum height (= depth), over facette for malleolus | 82 mm |
| Maximum width (over sustentaculum astragali) | 64 mm |
| Total length of remaining fragment | 125 mm, indicating that |

the complete calcaneum has been markedly longer. The first measurement varies from 78 to 100 mm in *Samotherium* and from 57 to 76 mm in *Palaeotragus*, according to the data given by the cited authors; the second measurement from 58 to 61 ? mm in *Samotherium* (BOHLIN) and from 33 to 41 mm in *Palaeotragus* (BOHLIN), while the total length of the bone runs from 188 to 225 mm in *Samotherium* and from 130 to 178 mm in *Palaeotragus*. From this it is clear that 1973 XXI 55 should be identified as *Samotherium boissieri* F. MAJOR, 1888.

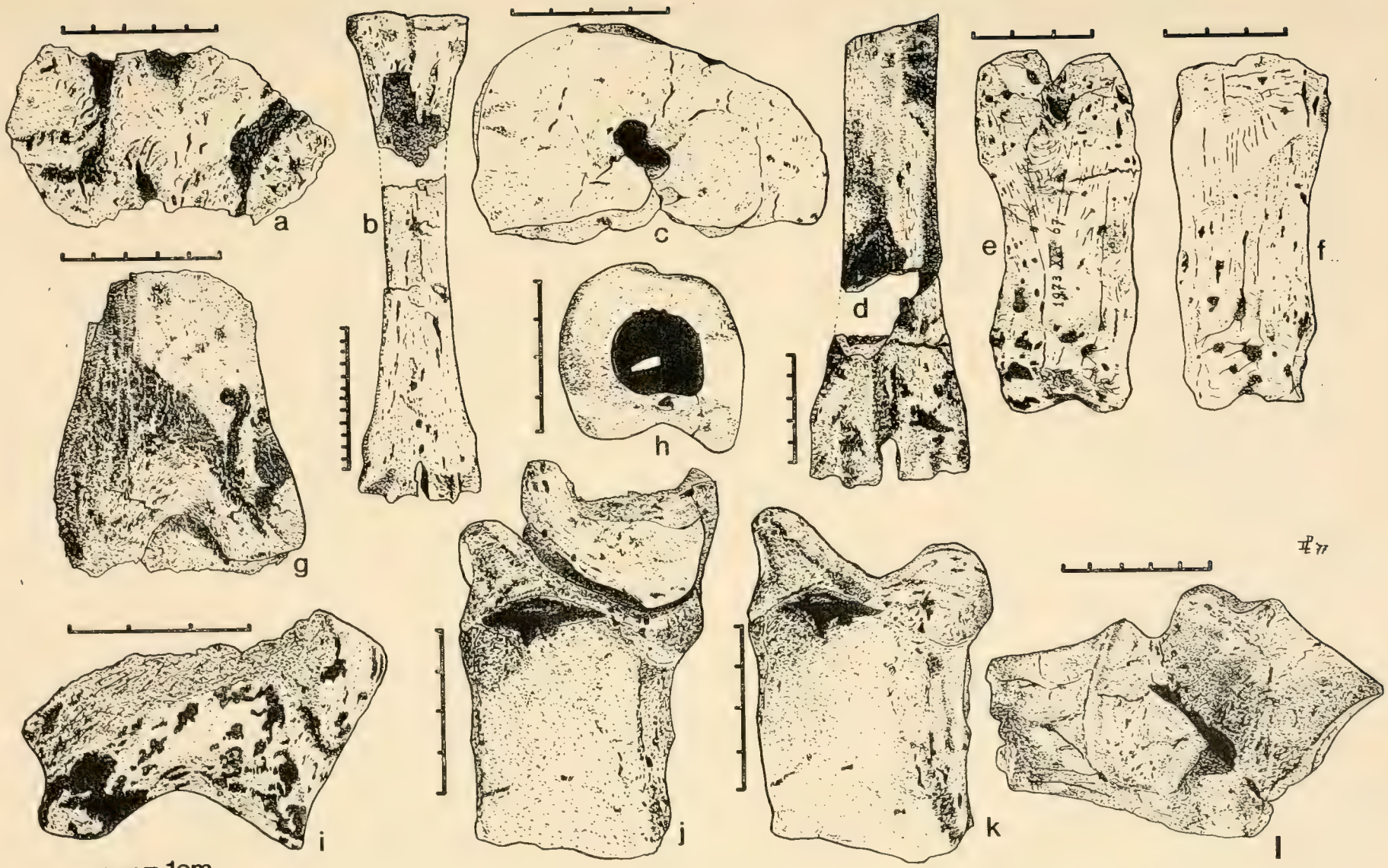
Another possible combination is that of the already described large astragalus 1973 XXI 51 with item 1973 XXI 62, a malleolar bone of the right side, which appears to fit the articulation for it on 1973 XXI 51. This os malleolare, or os fibularis, displays only a single articular facette for the tibia, having a graceful wavelike or saddlelike surface on its upper side. There is a fair degree of resemblance with the os malleolare figured and described by BOHLIN (op. cit., p. 50, fig. 61) as *S.* cf. *neumayri;* from BOHLIN's remarks on pp. 67—68 it follows that there exists a variability within *Samotherium* with regard to the presence of a single or of two articular facettes for the tibia on the upper side of the malleolar bone. DE MECQUENEM's statement (1924, p. 25) that *Helladotherium* always possesses two such facettes, but *Giraffa, Okapia, "Alcicephalus" (= Samotherium), "Achtiaria" (= Palaeotragus)* only a single one, should therefore be taken c u m g r a n o s a l i s. The following measurements of this bone from locality K 2 were taken by me, which agree well with those given by BOHLIN (op. cit., p. 68):

| | |
|---|---|
| Height | 45 mm |
| Transversal width | 29 mm |
| Sagittal (= antero-posterior) width | 59 mm |

At the locality K 2 two fragmentary cannonbones have been collected, each one a metacarpale III/IV of the right side. The first of these, 1973 XXI 50, consists of the nearly complete distal extremity with part of the adjoining shaft

---

Fig. 2: a. proximal diaphyseal surface (with gnawing marks?) of 1973 XXI 53, radius sinister of subadult *Palaeotragus coelophrys* from K 2. — b. posterior aspect of metacarpale 3/4 dexter, 1973 XXI 50, of *Samotherium boissieri neumayri* from K 2 (proximal part, 50A, and distal part, 50B, placed at estimated natural distance from each other). — c. face of proximal articulation of 1973 XXI 50B (see fig. b.). — d. anterior aspect of metacarpale 3/4 dexter, 1973 XXI 57, of *Samotherium boissieri boissieri* from K 2. — h. distal face of diaphysis of 1973 XXI 57B (see fig. d.). — e. posterior, and f. anterior aspects of 1973 XXI 67: phalanx I of posterior 4th toe, left side, of *Samotherium boissieri boissieri* from K 1. — g. posterior aspect of distal fragment of humerus dexter, 1973 XXI 56, of *Samotherium boissieri boissieri* from K 2. — i. external aspect of lower part of lunate of the right side, 1973 XXI 63, of *Samotherium boissieri sinense* from K 2. — j. and k. posterior aspects of 1973 XXI 52, astragalus, and 1973 XXI 54 (distal fragment of) tibia, of the left side, fiitting together, of *Samotherium boissieri boissieri* from K 2. — l. internal aspect of 1973 XXI 55, part of a calcaneum of the left side, which may have belonged to the same individual as 1973 XXI 52 and 1973 XXI 54 from K 2.


a
b
c
d
e
f
g
h
i
j
k
l
= 1cm

(numbered 1973 XXI 50 A), and of the entire proximal extremity with only a very small part of the diaphysis (more of it at the anterior side than at the back) still adhering (1973 XXI 50 B). Two small slivers of bone have recently broken off from the innermost two pulley-like rolls of the distal extremity. The colour of the fossil is dirty white with brown streaks and black spots. A horizontal section of the distal part of the diaphysis shows it to be uniformly convex at its anterior, mesial and lateral sides, and shallowly concave posteriorly without any visible outward traces of the vascular groove between the third and the fourth metacarpal. There exists a certain resemblance with fig. 138, p. 86, in BOHLIN (op. cit.), of a metacarpus of *Samotherium boissieri*. Too little of the diaphysis at the proximal end remains to observe whether this groove would have been present there. The proximal articular facette for the magnum is somewhat concave, while that for the unciform is practically flat. As in *Giraffa*, the posterior margin of this last facette continues that of the one for the magnum, when seen on top of the proximal articulation of the bone, there being a minute step between the two facettes when seen from the posterior face. At the posterior lateral side, some 15 mm below the plane of the unciform facette, a small rectangular bony outgrowth probably represents a facette for a rudimentary fifth metacarpal, more or less as has been described and illustrated by BOHLIN (1926, pp. 137—138, fig. 215 b). The synovial foramen is developed as a narrow fossa, with a foramen at its lower end, comparable to the situation sometimes present in *Giraffa*. The head of metacarpal III bears a single metacarpal tuberosity, again as in the recent species.

The second cannonbone is slightly smaller. It also consists of two fragments, a complete distal articulation with a small part of the shaft still attached (number 1973 XXI 57 A), and a portion of the diaphyseal shaft (1973 XXI 57 B), which, at a single spot on the inner posterior corner (viewed as a horizontal section), fits on to the line of breaking of the most distal fragment 57 A. The preservation and colour of the bone are nearly those of 1973 XXI 50, only the colour being somewhat darker. The transverse horizontal section of this bone shows it to be slightly less flattened (anteroposteriorly) than number 50, while here the fusion between the third and fourth metacarpals is easily observable on the outside as a vertical shallow fluted groove bisecting the convex anterior surface of the cannonbone. The posterior surface is pronouncedly concave, more so than in number 50. The anterioposterior width of the diaphysis is less than the transverse width (see BOHLIN, 1926, p. 99).

As this property alone, according to BOHLIN, basing himself on the features described by him of the metacarpal cannonbones of *Palaeotragus* (op. cit., p. 16) and of *Samotherium* (op. cit., p. 50 and pp. 64—66), suffices to distinguish the bone in question of *Samotherium* from that of *Palaeotragus* (in which the anteroposterior width is equal to the transverse width, or exceeds it), it is already possible to identify 1973 XXI 50 as well as 1973 XXI 57 as belonging to individuals of *Samotherium boissieri* F. MAJOR, 1888. A number of measurements taken from the two bones collected at K 2 have been arranged in the following table 4, combined with some comparable measurements from RODLER & WEITHOFER (1890, p. 765) and from BOHLIN (1926, pp. 16 and 65-66):

Table 4. Measurements of metacarpalia III/IV.

| | no. 50 K 2 | no. 57 K 2 | Rodler & Weithofer, Marāgheh *A. neumayri* | *A. coelophrys* |
|---|---|---|---|---|
| max. length (Bosold I) | ± 380—400 | — | — | 340 (1 ex) |
| length of remaining part | — | 230 | — | — |
| max. transv. width, dist. artic. (B IV) | 96 | 79 | 95—104 (5 ex) | 79—87 (6 ex) |
| max. a.-p. width, distal artic. (B VII) | 56 | 43 | — | — |
| max. transv. width, prox. artic. (B III) | 91 | — | 92—97 (2 ex) | 76—80 (3 ex) |
| max. a.-p. width, prox. artic. (B VI) | 56 | — | — | — |
| transv. width, shaft, min. value (B V) | 53 | 47 | 55 (1 ex) | 45 (1 ex) |
| a.-p. width at same place | 42 | 41 | — | — |
| Index B IV/B VII × 100 | 171.4 | 183.7 | — | — |
| Index B V/B I × 100 | 13.95 | — | — | 13.24 (1 ex) |

| | Bohlin *P. microdon* | *S. sinense* 6 ex. | *S. eminens* 1 ex. | *S. boissieri* 1 ex. | Gaudry (p. 258) *H. duvernoyi* |
|---|---|---|---|---|---|
| max. length (Bosold I) | 368—430 (3 ex) | 425—466 (?) | 430 | 410 | 420 |
| length of remaining part | — | — | — | — | — |
| max. transv. width, dist. artic. (B IV) | 50—57 (4 ex) | 92—115 | 100 | 100 | 100 |
| max. a.-p. width, distal artic. (B VII) | — | — | — | — | — |
| max. transv. width, prox. artic. (B III) | 48—55 (4 ex) | 89—100 | 95 | 90 | 109 |
| max. a.-p. width, prox. artic. (B VI) | 32—41 (4 ex) | 49—63 | 62 | — | — |
| transv. width, shaft, min. value (B V) | — | — | — | — | — |
| a.-p. width at same place | — | — | — | — | — |
| Index B IV/B VII × 100 | — | — | — | — | — |
| Index B V/B I × 100 | — | — | — | — | — |

The indication B I, B III, etc. in the table stands for certain measurements advocated by Bosold (1968) when measuring bones of the extremities of Artiodactyla; in a previous paper (Erdbrink, 1973) I have used this set of measurements.

Also from the locality K 2 is 1973 XXI 53, a 19 cm long proximal fragment of a radius of the left side, having a dirty white colour with grey and black spots and red-brown streaks, while the peripheral surface of the bone some 4 cm below the proximal end is finely wrinkled. The proximal epiphysis is absent and the form of the proximal diaphyseal surface indicates that the individual to which this bone belonged was not yet fully grown, there still having been a cartilaginous connection. I find it very hard to decide whether one might interpret some of the fairly deep grooves here as marks of gnawing by predators, but this possibility certainly exists. Although the epiphysis is no longer present, one easily observes what Bohlin (op. cit., p. 60) has called the maximal transversal expansion of the external (lateral) part of the proximal articulation together with the flattened and transversally extended form of the shaft as compared to the radius of the recent *Giraffa*. Contact between ulna and radius in the semilunar notch has evidently been free, as in *Giraffa*. The diaphysis appears to have been very lightly convex in front and flat at the back, when seen in horizontal section.

The following three measurements (in mm) of this bone fragment can be given:

| | |
|---|---|
| Maximum transversal width at proximal end of diaphysis | 99 |
| Sagittal width at mesial side at the same place | 46 |
| Sagittal width at lateral side at the same place | 54 |

Rodler & Weithofer (1890, p. 765) give as values for the "obere Breite", i. e. (probably) the transversal width at the proximal end, of the radius for *Alcicephalus neumayri* 137, 140 and 145 mm, and for *A. coelophrys* 115 and 120 mm; Bohlin (op. cit., p. 15, p. 61) mentions values of 62, 81, 81 and 90 mm for this measurement in *Palaeotragus microdon* and of 146 *(S. eminens)*, 152 *(S. boissieri)*, 150, 162? and 168 mm *(S. sinense)* in *Samotherium*. From this it will be clear that an identification of the bone as one belonging to *Palaeotragus coelophrys* (Rodler & Weithofer, 1890) Bohlin, 1926, is a reasonable feasibility.

1973 XXI 64 is probably a fragment of the distal extremity of an ulna sinistra, found at the locality K 2. It is red brown in colour. No other measurements of this 4 cm long fragment can be given than an approximated transversal width of 37 mm and a sagittal width somewhat exceeding 23 mm. These relatively modest dimensions may constitute an argument for the identification with the same species as 1973 XXI 53, perhaps even with the same individual.

1973 XXI 56, found at K 2 and rather dark in colour with several completely black areas, is a distal fragment of a humerus of the right side consisting of a proximal portion of the shaft with the trochlear bases still present, while the trochlea itself and the lateral and mesial epicondyli have broken off. The individual must therefore have been an adult animal, as there are no traces to be seen anywhere that epiphysis and diaphysis have not been completely fused. A horizontal section

of the diaphysis is circular. At the back the olecranon fossa is almost completely present. There are three small nutritional foramina in its approximative centre. In front one sees three or four shallowly concave areas, together representing the coronoid fossa. The septum between olecranon and coronoid fossae, having a thickness of some 7 mm, has also been preserved. There is no supertrochlear perforation. At the base of the lateral epicondylus, on the lateral side of the bone, a longitudinal tubercular ridge can be observed. The surface of the bone above the mesial epicondyle appears to be completely smooth. The posterior and distal faces of the lateral epicondyle have very probably formed a right angle with each other, which has, in any case, not exceeded 90° in value (see BOHLIN, op. cit., pp. 14 and 60). The following measurements could be taken:

| | |
|---|---|
| Distance between lateral and mesial epicondyli | > 90 mm |
| Distal sagittal width of diaphysis (not at narrowest spot) | 66 mm |
| Distal transversal width at same place | 59 mm |
| Circumference at same place | 200 mm |

In view of the measurements to be gathered from several authors (RODLER & WEITHOFER, op. cit., p. 765: "Rollenbreite" of the humerus of *A. neumayri:* 125 mm and of *A. coelophrys*: 89 mm. BOHLIN, op. cit., p. 14: width of trochlea of *P. microdon:* 64—85 mm, minimal circumference of humeral diaphysis of same: 123—136 mm; and p. 60, width of trochlea of *Samotherium:* 109—140? mm, minimal circumference of humeral diaphysis of same: 220—252 mm. GAUDRY, 1862—1867, p. 258, width of inferior articulation of *Helladotherium duvernoyi,* humerus: 131 mm, and circumference at centre of humeral shaft of same: 260 mm) an identification of the item as the humerus dexter of a *Samotherium boissieri* FORSYTH MAJOR, 1888, of rather modest dimensions, appears to be most probable, despite the fact that Bohlin seems to regard the presence of the mentioned longitudinal tubercular ridge at the base of the lateral epicondyle as a diagnostic character for *Helladotherium* and *Giraffa.*

With considerable hesitation the last Giraffid (?) bone fragment collected at locality K 2 and numbered 1973 XXI 63, having a dirty white colour with brown and black spots, is identified here as the distal half of a lunate (= intermedium) of the right side. Its only remaining complete articular facette has a saddle-like form, assumedly forming the articulation with the unciform, with its broadest portion lying at the back. There are certain resemblances with, but also marked differences from, textfigures 59 and 60 in BOHLIN (op. cit., p. 50), and plate XXX, figures 2 and 2a, in CRUSAFONT's thesis (op. cit.). As measurements from this item the assumed sagittal width of the mentioned articular (saddle-like) facette can be given as 45 mm, its transversal width as 33 mm, while the maximal (still) measurable length of the bone is 61 mm, the largest width (assumedly in front) 37 mm and the still measurable height 41 mm. Measurements gathered from BOHLIN's publication show that this bone in *Palaeotragus microdon* is considerably smaller (op. cit., p. 15: length 38—40 mm, width 24—28 mm, height 29—31 mm). For *Samotherium* (ibid., p. 50: sagittal length 56 mm, max. width in front: 42 mm, height in front: 43 mm) as well as for *Helladotherium* (GAUDRY, 1862—1867, p. 258, semilunaire, hauteur: 43 mm, largeur: 46 mm) the dimensions are more or less comparable. The anterior face of this bone in *Helladotherium* appears to be smooth

on Pl. XLIII, fig. 4 in Gaudry's famous monography, while in *Samotherium* (Bohlin's already cited textfigures 59 and 60) a more or less transverse groove, also present in the fossil from K 2, is clearly visible. An identification (provisionally) as *Samotherium boissieri* F. Major, 1888, seems justified.

Two more fossil Giraffid bones complete the collection made in 1973. To all probability they belong together and are from a single individual. They were collected at the locality K 1 and show the typical state of preservation of the fossils from this site: a certain brittleness (countered by impregnation with a colourless epoxyresin) together with a bony white colour. Round black spots having a diameter of 1 to 2 mm are scattered all over the white surfaces.

1973 XXI 67 is a complete first phalanx. The posterior aspect of the upper part of the bone almost copies that of a first phalanx of *Samotherium sinense* pictured by Bohlin (op. cit., p. 72, fig. 129). The following measurements in mm can be given, in which the directions given by Bosold (1968) have been followed:

| | |
|---|---|
| Peripheral length (Bosold 1) | 89 |
| Transversal width at proximal end (Bosold 2) | 41 |
| Transversal width at distal end (Bosold 3) | 32.5 |
| Minimum transversal width of diaphysis (Bosold 4) | 33.5 |
| Sagittal width at proximal end (Bosold 5) | 45 |
| Sagittal width at distal end (Bosold 6) | 31 |
| Index I (B 2/B 1 × 100) | 46.07 |
| Index II (B 2/B 5 × 100) | 91.11 |

The length of the inner muscular rugosity (a value given by Bohlin) is approximately 30 mm. The index used by Bohlin (op. cit., p. 73) can be computed as being B 2 × 1000/B 1 = 41 00/94 = 436, which identifies this first phalanx as belonging to one of the posterior extremities. The asymmetrical form of the proximal articular facette shows that this must be the first phalanx of the fourth toe of the left hind extremity. Measurements given by Bohlin (op. cit., p. 20) for *Palaeotragus microdon* are appreciably smaller in every respect. while the measurements of the first phalanx of *Helladotherium* given by him (op. cit., p. 152) exceed those given here while the bone is also relatively shorter and stockier. The only possible identification of this bone is: *Samotherium boissieri* F. Major, 1888, the animal in question having had modest dimensions.

1973 XXI 65 appears to be the most mesial sesamoid bone (i. e. the one at the right side) of the left hind extremity at the border between the cannonbone and the first phalanx, as comparison with skeletons of an Okapi and a Red Deer in the Utrecht Zoological Museum have shown me. Its measurements are: height 35 mm; sagittal width 30.5 mm; transversal width 22 mm. The same identification as that in the case of 1973 XXI 67 is applicable here also; the item must have belonged to the same individual.

The items described in the preceding determination have been arranged by me in the following table, facilitating a rapid survey of the entire Turolian Giraffid material collected in 1973. The reader will have observed that I have consequently refrained from a subspecifical identification of all items ascribed to *Samotherium*

*boissieri.* Table 5, in which possible combinations of items having belonged to single individuals (marked with a ?), as well as combinations where this circumstance cannot be doubted, have been indicated, demonstrates that a minimum number of five *S. boissieri neumayri* (being of medium size), one of four *S. boissieri boissieri* (modest size), and one of three *S. boissieri sinense* (large to very large size, equivalent to Bohlin's "var. *major*") may be distinguished. As it appears to be highly unlikely, for ecological reasons, that three subspecies of one species have lived together inside a small region of some 15 by 5 km roughly at the same time, this illustrates the reason why, in my opinion, a distinction of three separate subspecies mainly based upon size differences, although theoretically possible, appears to be impractical and not necessary.

Very little, if not almost nothing, is known about a possible sexual size dimorphism in *Samotherium boissieri.* The presence of large and small forms and individuals also at Samos and among Bohlin's Chinese material does not contradict such a possibility.

Table 5. Survey of Turolian Giraffid finds collected in 1973.

| Number | Locality | Item | | Determination |
|---|---|---|---|---|
| 1973 XXI 59 | K 2 | $M_3$d. | ? | *Palaeotragus coelophrys* |
| 1973 XXI 61 | K 2 | $p^3$d. | | |
| 1973 XXI 60 | K 2 | $M^2$d. (half) | | *Helladotherium duvernoyi* |
| 1973 XXI 58 | K 2 | $P_3$s. | | *Samotherium boissieri neumayri* |
| 1973 XXI 69 | Shoylav. | $DP_4$d. | | *Samotherium boissieri neumayri* |
| 1973 XXI 85 | Güzgün. | $DP_4$s. | ? | *Samotherium boissieri neumayri* |
| 1973 XXI 84 | Güzgün. | $M_2$s. | | |
| 1973 XXI 86 | | $M^1$s. (fragm.) | ? | *Samotherium boissieri neumayri* |
| 1973 XXI 87 | Güzgün. | $P^4$s. (fragm.) | | |
| 1973 XXI 48 | K 2 | atlas | | *Samotherium boissieri sinense* |
| 1973 XXI 49 | K 2 | atlas | | *Palaeotragus coelophrys* |
| 1973 XXI 51 | K 2 | astrag. d. | ? | *Samotherium boissieri sinense* |
| 1973 XXI 62 | K 2 | os mall. d. | | |
| 1973 XXI 52 | K 2 | astrag. s. | | |
| 1973 XXI 54 | K 2 | tibia s. (fr.) | ? | *Samotherium boissieri boissieri* |
| 1973 XXI 55 | K 2 | calcan. s. | | |
| 1973 XXI 50 | K 2 | m. c. 3/4 d. | | *Samotherium boissieri neumayri* |
| 1973 XXI 57 | K 2 | m. c. 3/4 d. | | *Samotherium boissieri boissieri* |
| 1973 XXI 53 | K 2 | prox. rad. s. | ? | *Palaeotragus coelophrys* |
| 1973 XXI 64 | K 2 | dist. ulna s. | | |
| 1973 XXI 56 | K 2 | hum. d. (fragm.) | | *Samotherium boissieri boissieri* |
| 1973 XXI 63 | K 2 | lunate d. (fr.) | | *Samotherium boissieri sinense* |
| 1973 XXI 67 | K 1 | phal. I p. 4 s. | | *Samotherium boissieri boissieri* |
| 1973 XXI 65 | K 1 | sesam. I p. 4 s. | | |

## Acknowledgements

As in the previous papers on the results of the exploratory voyage to Iran in 1973, I should like to thank the Authorities of the Scientific Affairs Division of the North Atlantic Treaty Organization at Brussels for providing the financial support (Grant no. 661) of this venture. My grateful thanks are due to His Excellency Mr. F. Bagherzadeh, Director General, Iranian Centre for Archaeological Research at Tehran, for according me formal permission to investigate the region around Marāgheh; to the several Authorities and friends from the Universities of Tabriz and Tehran mentioned in the previous papers, for their most welcome aid and practical support; to the Authorities at the Imperial Iranian Embassy at The Hague for the aid and advice given me in organizing the voyage; and to the Authorities at the Royal Netherlands Embassy at Tehran, in particular to His Excellency Mr. P. A. E. Renardel de Lavalette, His Excellency Mr. G. van Vloten, and to Drs. H. J. Nijhof, for the kind hospitality, aid and important advice received before, during and after my stay in Iran.

Many thanks are also due to Mr. H. van Kooten, official artist of the Zoological Laboratory of Utrecht University, and to his staff, for providing and for aiding with the design of the illustrations to this paper; and to the several Preparators of the Institute of Paleontology and historical Geology at Munich University, who have patiently toiled at the reconstruction of many fragmentary specimens described here.

## References

Bohlin, B. (1926): Die Familie Giraffidae. — Pal. Sinica, Ser. C, **4**, 1: 178 pp.; Peking.

Bosold, K. (1968): Geschlechts- und Gattungsunterschiede an Metapodien und Phalangen mitteleuropäischer Wildwiederkäuer. — Säugetierk. Mitt., **XVI**: pp. 93—153; München.

Bosscha Erdbrink, D. P., Priem, H. N. A., Hebeda, E. H., Cup, C., Dankers, P. & Cloetingh, S. A. P. L. (1976): The bone bearing beds near Marāgheh in N. W. Iran. — I & II. Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wet., Amsterdam, Ser. B, **79**, 2: pp. 85—113.

Bosscha Erdbrink, D. P. (1976 a): A fossil Giraffine from the Marāgheh region in N. W. Iran. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Pal. hist. Geol., **16**: 29—40; München.

Bosscha Erdbrink, D. P. (1976 b): Early *Samotherium* and early *Oioceros* from an Uppermost Vindobonian fossiliferous pocket at Mordaq near Marāgheh in N. W. Iran. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Pal. hist. Geol., **16**: 41—52; München.

Bosscha Erdbrink, D. P. (1977): On the distribution in time and space of three Giraffid genera with Turolian representatives at Marāgheh in N. W. Iran. — Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wet., Amsterdam, Ser. B, **80,5**, pp. 337—355.

Churcher, C. S. (1970): Two new Upper Miocene Giraffids from Fort Ternan, Kenya, East Africa: *Palaeotragus primaevus* n. sp. and *Samotherium africanum* n. sp. — Fossil Vertebrates of Africa, **2**: 1—106; London/New York.

Crusafont Pairó, M. (1952): Los jiráfidos fósiles de España. — Thesis, Mem. y Com. Inst. Geol. Barcelona, **VIII**: 239 pp.; Barcelona.

Crusafont Pairó, M. (1966): Caracterizacion del Pontiense en el afloramiento terciario de Campisábalos (Guadalajara). — Notas y Com. Inst. Geol. y Min. de España, **85**: 61—70.

Erdbrink, D. P. (1973): A collection of mammalian fossils from S. E. Shansi, China. IV. Cervidae. — Publ. Nat. hist. Gen. in Limburg, **XXIII**, 1/2: 83 pp.; Maastricht.

Forsyth Major, C. I. (1888): Sur un gisement d'ossements fossiles dans l'île de Samos. — Ctes. Rend. hebd. d. séanc. de l'Acad. d. Sc., **107**: 1178—1182; Paris.
Gaudry, A. & Lartet, E. (1856): Résultats des recherches paléontologiques entreprises dans l'Attique sous les auspices de l'Académie. — Ctes Rend. hebd. d. séanc. de l'Acad. d. Sc., **43**: 271—274; Paris.
Gaudry, A. (1860): Résultats des fouilles exécutées en Grèce sous les auspices de l'Académie. — Ctes Rend. hebd. d. séanc. de l'Acad. d. Sc., **51**: 802—804; Paris.
Gaudry, A. (1862—1867): Animaux fossiles et Géologie de l'Attique, d'après les recherches faites en 1855—56 et en 1860 sous les auspices de l'Académie des Sciences. — 2 vols.; Paris.
Mecquenem, R. de (1908): Contribution à l'étude du gisement des vertébrés de Maragha et de ses environs. — Ann. d'hist. nat., **1**: 27—79; Paris.
Mecquenem, R. de (1924—1925): Contribution à l'étude des fossiles de Maragha. — Ann. Paléont., **13—14**: 135—160, 1—35; Paris.
Patton, Th. H. (1969): Miocene and Pliocene Artiodactyls, Texas Gulf Costal Plain. — Bull. Florida State Mus., Biol. Sc., **14**, 2: 115—226.
Pilgrim, G. E. (1911): The fossil Giraffidae of India. — Mem. Geol. Surv. India, Pal. Indica, N. S., **IV**, 1: 29 pp.; Calcutta.
Rodler, A. & Weithofer, K. A. (1890): Die Wiederkäuer der Fauna von Maragha. — Denkschr. kais. Akad. Wiss., Math.-Naturwiss. Cl., II, **57**: 753—772; Wien.
Van Couvering, J. A. & Miller, J. A. (1971): Late Miocene Marine and Non-marine Time Scale in Europe. — Nature, **230**: 559—563.

## Plate 7

a. occlusal, and b. vestibular aspects of 1973 XXI 60: $M^2$ (or $M^1$) dexter, fragmentary, of *Helladotherium duvernoyi* from K 2.
c. occlusal, d. vestibular, and e. lingual aspects of 1973 XXI 61: $P^3$dexter of *Palaeotragus coelophrys* from K 2.
f. vestibular, and g. occlusal aspects of 1973 XXI 87: fragment of $P^4$sinister of *Samotherium boissieri neumayri* from Güzgüněh.
h. occlusal, i. lingual, and j. vestibular aspects of 1973 XXI 59: $M_3$dexter of *Palaeotragus coelophrys* from K 2.
k. occlusal, l. vestibular, and n. lingual aspects of 1973 XXI 69: $DP_4$dexter in mandibular fragment of *Samotherium boissieri neumayri* from Shoylavand.
m. occlusal view of 1973 XXI 84: unerupted $M_2$(or $M_1$) sinister of *Samotherium boissieri neumayri* from Güzgüněh.
p. occlusal, q. lingual, and o. vestibular aspects of 1973 XXI 58: $P_3$sinister in mandibular fragment of *Samotherium boissieri neumayri* from K 2.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 18 | 117—130 | München, 30. 12. 1978

# Die Säugetierfauna des Mittel-Würms aus der Kemathenhöhle im Altmühltal (Bayern)

Von Wighart v. Koenigswald*)

Mit 3 Abbildungen

Kurzfassung

Bei einer Probegrabung in der Kemathenhöhle bei Kipfenberg wurde eine Säugetierfauna geborgen, die nach absoluten Datierungen zwischen 44.000 und 24.000 BP anzusetzen ist. Die in diesem Zeitraum enthaltenen Interstadiale zeichnen sich nicht durch das Einwandern wärmeliebender Arten aus, sondern die Fauna behält ihren kaltzeitlichen Charakter. In der Kleinsäugerfauna geht allerdings der Anteil der typisch kaltzeitlichen Arten zurück, der lediglich durch eine Zunahme der ökologisch intermediären Formen ausgeglichen wird.

Abstract

An excavation in the Kemathenhöhle near Kipfenberg (Bavaria) produced a mammalian fauna which originates from the time between 44.000 and 24.000 BP according to C-14 Datings. Interstadials out of this interval show continuously a fauna of glacial character, there are no thermophile immigrants. In the small mammalian fauna, however, the percentage of typical arctic species is reduced, while intermediate species become more frequent.

## 1. Einleitung

Im Altmühltal liegt unterhalb von Kipfenberg der Weiler Kemathen, der namengebend für die kleine Höhle ist, deren Fauna hier beschrieben werden soll. Die Höhle selbst befindet sich in einer Felsengruppe im Osthang des Altmühltales etwa 400 m nördlich des Weilers und etwa 80 m über dem Talgrund. Die geographischen Daten sind: 7034 Blatt Kipfenberg r. 44 56 040 h. 54 26 780 etwa 450 m über NN. Die kleine Höhle blieb der Bevölkerung weitgehend unbekannt und erhielt so auch keinen Namen. 1966 wurde sie von dem damaligen Oberschüler K. H. Rieder entdeckt, der mit Erlaubnis des Kreisheimatpflegers ein Quer-Profil ergrub, in dem er mehrere Schichten mit pleistozäner Fauna fand.

*) Dr. W. v. Koenigswald, Hessisches Landesmuseum, Friedensplatz 1, 6100 Darmstadt.

Da das Felsmassiv, in dem die Höhle liegt, in unmittelbarer Nähe der neuen Autobahntrasse gelegen ist, erschien es ratsam, mit einer kleinen Sondierung zu klären, ob neben den paläontologischen eventuell auch archäologische Funde aus dem Pleistozän zu erwarten seien. So wurde eine Probegrabung im Rahmen des Sonderforschungsbereichs 53, Palökologie, in Tübingen in Zusammenarbeit mit dem Institut für Urgeschichte im Jahr 1972 vom Autor durchgeführt. Der Landkreis Eichstätt und die Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie unterstützten die Grabung. Es wurden keine Spuren einer Besiedlung durch den frühen Menschen im Pleistozän gefunden, dafür aber erhebliches Faunenmaterial, über das hier berichtet wird.

Mein herzlicher Dank gilt Herrn Ministerialrat a. D. Alfred Forstmeyer, Greding, der auf die Fundstelle aufmerksam machte, aber auch auf deren Gefährdung durch den Autobahnbau. Mit seiner großen Einsatzbereitschaft vermittelte er die Grabungsgenehmigungen sowie die finanzielle Unterstützung durch den Landkreis Eichstätt. Zusammen mit K. H. Rieder, Kipfenberg, bereitete er die Grabungsstelle vor und beide lösten alle technischen Probleme, die die schwer zugängliche Lage der Höhle mit sich brachte. Mein Dank gilt aber auch den Grabungshelfern, unter ihnen besonders Herrn Ingo Campen, Tübingen. Für das sorgfältige Auslesen und Vorsortieren der Kleinfauna danke ich Frau L. Kleefeldt, Lichtenstein. Weiter gilt mein Dank Frau M. Münnich, C-14-Labor des Instituts für Umweltphysik, Heidelberg, für die absoluten Datierungen. Nicht zuletzt möchte ich auch den beiden Geldgebern meinen Dank sagen, die die Grabung ermöglicht haben, sowie dem SFB 53, der die Auswertung förderte.

## 2. Beschreibung der Höhle

Die Kemathenhöhle liegt in einem Felsmassiv aus dolomitisiertem Riffkalk des Weißen Jura Delta (Schnitzer 1965). Vor der Höhle (Abb. 1) liegt ein kleiner Vorplatz, der nach Süden geöffnet ist und dessen Rand mehrere Meter steil abfällt. Die Höhle öffnet sich unter einer fast senkrechten Wand und ist etwa 2 m breit und 7 m tief. Da die Höhle auf einer nach E stark einfallenden Kluft angelegt ist, ist sie nur am Westrand aufrecht begehbar, während das Höhlendach am Ostrand fast den Boden berührt. Entsprechend fällt die Felssohle der Höhle ein, so daß im Osten die größte Sedimentmächtigkeit zu erwarten ist.

Die Einteilung der nach magnetisch Nord ausgerichteten Grabungsquadrate ergibt sich aus Abb. 1. Nach dem Abgraben der Streifen A und B konnte zwischen B und C das Profil (Abb. 2) aufgenommen werden. Im Höhleninnern endet der Schnitt an der Grabungsstelle von K. H. Rieder, die im wesentlichen das Quadratmeter B 10 und C 10 umfaßt. Die Reste der (Groß-)Fauna seiner Grabung sind in Tabelle 1 mitangeführt.

## 3. Die Sedimente

Das Profil ist im Höhleninnern am besten gegliedert (Abb. 2). Die 5 Sedimenteinheiten werden vom Liegenden zum Hangenden beschrieben.

**Schicht e** liegt dem Fels auf und ist ein dunkler Höhlenlehm mit stark verwitterten, gerundeten kleinen Steinen. Die maximale Mächtigkeit liegt bei etwa

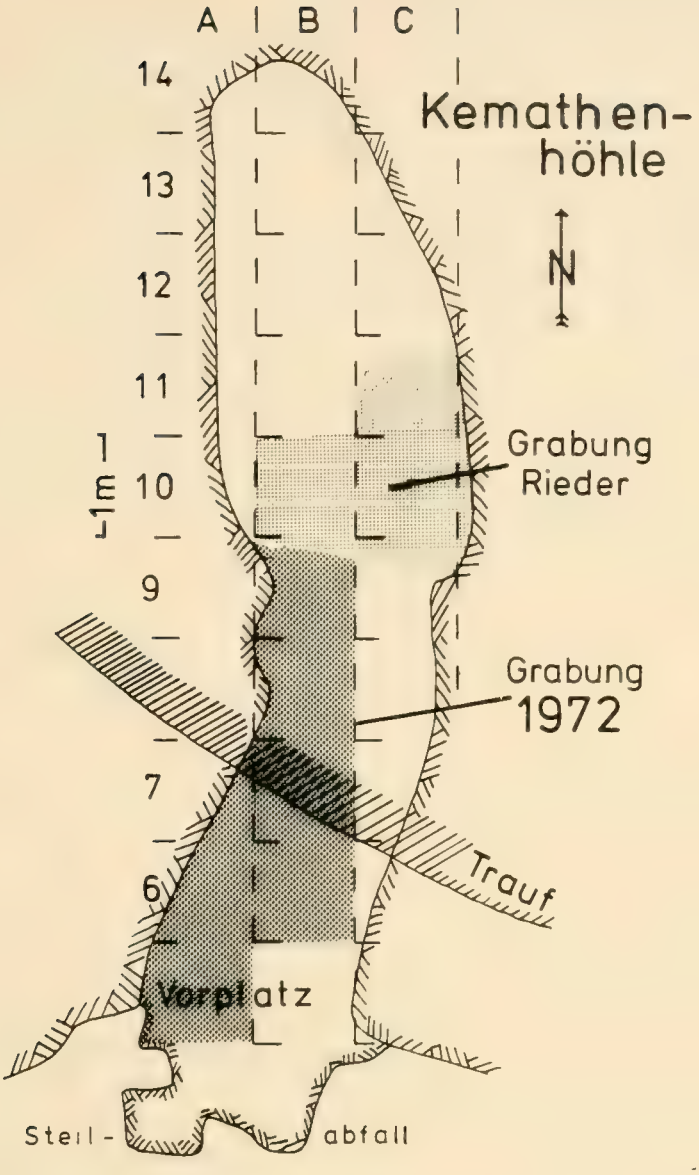



Abb. 1: Kemathenhöhle, Altmühltal: Höhlengrundriß mit Grabungsfeldern.

20 cm. Schicht **e** liegt nur in den Quadraten B 9 und B 8 in größerer Fläche vor. In B 7 und B 6 konnten nur kleine, aber recht fossilreiche Sedimentreste in Felsnischen gefunden werden.

**Schicht d** besteht aus dolomitisiertem Verwitterungsgrus mit kleinen gerundeten Gesteinsstücken. Sie wurde besonders in B 9 und B 8 und in geringerem Umfang auch in B 7 angetroffen. In B 6 wurde eine isolierte Linse angetroffen, die als **d'** bezeichnet wird.

**Schicht c** wurde nur im Höhleninnern angetroffen und besteht aus einem dunkelgraubraunen Lehm mit feinem, aber scharfkantigem Kalkschutt. In der Nähe des Höhleneingangs und im Vorplatz ist diese Schicht nicht von Schicht **b** zu trennen.

**Schicht b** ist im Gegensatz zu c etwas heller. Sie besteht aus gelbbraunem bis graubraunem Lehm mit zum Teil großen, stets scharfkantigen Kalksteinstücken.

Außerhalb der Höhle und nahe dem Trauf ist diese Schicht bis zu 1 m mächtig und durch stärkere Durchspülung verfestigt. Im Innern ist eine Unterteilung in eine hangende gelbliche Zone ($b_1$ oben und $b_1$ unten) sowie eine liegende dunklere ($b_2$) möglich. Vor dem Trauf konnte diese Gliederung nicht wieder gefunden werden. Hier wird der obere Teil, der nach dem C-14-Datum jünger als $b_1$ im Höhleninnern ist, als b', der untere als **b** bezeichnet.

**Schicht a** besteht aus losem und z. T. etwas verfestigtem Humus, der im allgemeinen gering mächtig, unter dem Trauf hinter einem Staublock aber bis zu 40 cm mächtig ist. Hier haben möglicherweise Tierbauten die Einmischung von Laub in das Sediment bewirkt.

Die Schichtenfolge kann auf Grund des Skelettanteils der Sedimente in zwei Komplexe geteilt werden. Während in den basalen Schichten **e** und **d** kleinstückiges, verwittertes und angelöstes Gesteinsmaterial vorliegt, ist der Skelettanteil in **c** und **b** scharfkantig und wesentlich größer. In allen Schichten fanden sich Reste von Groß- und Kleinsäugern.

## 4. Herkunft der Knochen

Bei der Betrachtung pleistozäner Höhlenfaunen sollte stets zuerst der Blick auf den Anreicherungsmodus der Faunenreste gerichtet werden, denn hieraus ergibt sich das Maß, wie weit von der Taphozönose auf die Biozönose und den Biotop ge-

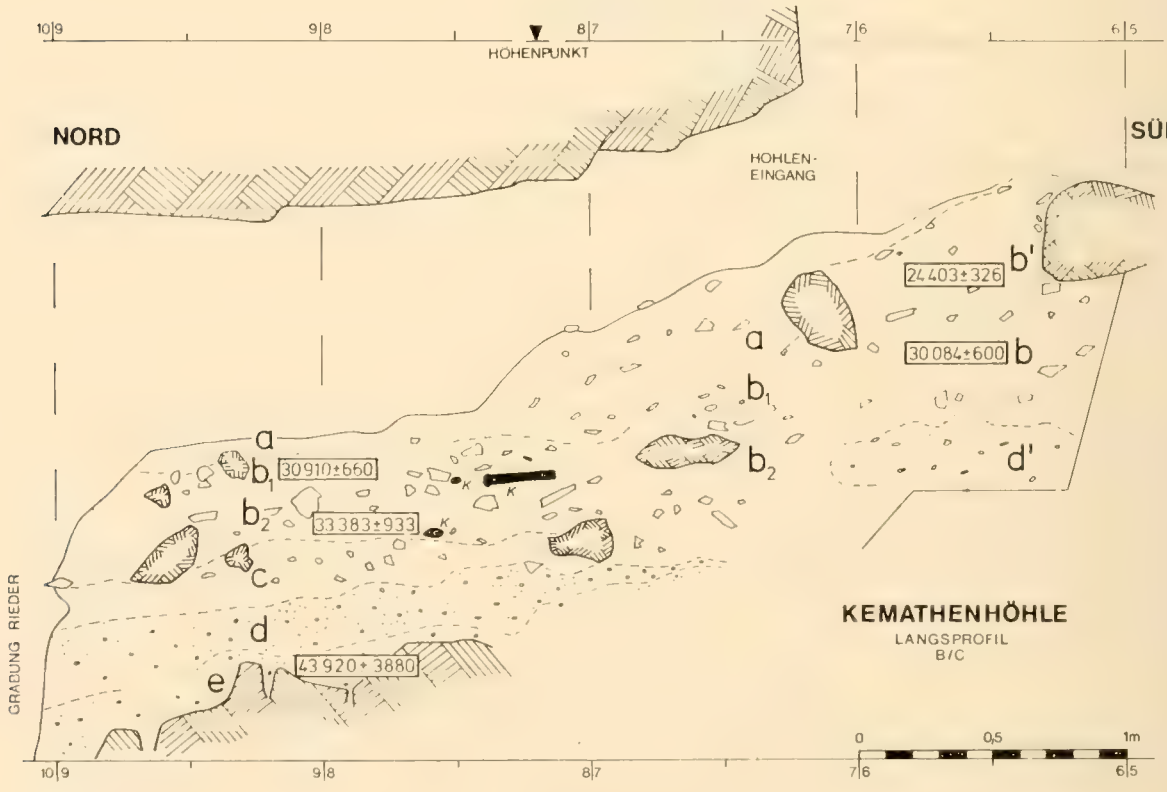



Abb. 2: Kemathenhöhle, Altmühltal: Profil zwischen den Streifen B und C, mit den C-14-Datierungen. K = Knochen.

schlossen werden kann. Die zahlreichen Kleinsäugerreste, die beim Schlämmen des Sediments gefunden wurden, lassen sich auf Gewölle von Eulenvögeln zurückführen. Als Vogelhorst ist die Höhle wegen ihrer geschützten Lage über dem Steilabfall und unter der senkrechten Wand sehr geeignet. Eine Begehung der Höhle durch den pleistozänen Menschen konnte nicht nachgewiesen werden, so ist hier auch nicht mit seiner Jagdbeute zu rechnen.

Der Zugang zur Höhle ist heute so schwierig, daß sie, abgesehen von Füchsen, wohl kaum einem Großsäuger zugänglich wäre. Die gefundenen Knochen sind aber zu groß, als daß allein der Fuchs, der in allen Schichten belegt ist, für die Knochenanreicherung verantwortlich zu machen wäre. Es ist daher anzunehmen, daß der Zugang zur Höhle im Pleistozän etwas leichter war, so daß auch größere Raubtiere mit ihrer Beute die Höhle erreichen konnten. Als Knochensammler fällt der Hyäne, die in den Schichten **e** und **b** selbst belegt ist, die größte Bedeutung zu. Sie hinterließ in allen Schichten ihre Spuren in Form von scharfkantig-verätzten Knochensplittern, die den Darm passiert haben. In Schicht **b** zeigen besonders Geweihstangen von *Rangifer* rundum laufende Bißspuren, die für den Fuchs zu stark, für ausgewachsene Hyänen aber zu schwach sind. Hier kommen entweder junge Hyänen aus einem Hyänenbau oder der Wolf in Betracht. Der Wolf selber konnte im Knochenmaterial nicht nachgewiesen werden.

## 5. Der Fauneninhalt

Dieser Bericht ist nicht der Ort für eine taxonomisch-systematische Analyse der Faunenreste. Die zum Teil sehr ungenügend erhaltenen Reste würden ohne die Hinzuziehung umfangreicherer anderer Faunen kaum brauchbare Ergebnisse liefern. Zum Verständnis der in Tabelle 1 wiedergegebenen Faunenverteilung seien hier nur einige Erläuterungen gegeben.

Bei den Soriciden ist eine Art belegt, die zwar größer als der rezente *Sorex araneus* ist, dessen Abgrenzung als eine eigene Art aber sehr unsicher ist. Daneben ist wohl *Sorex minutus* vorhanden.

Die Reste von *Lepus* sind, soweit eine Artbestimmung möglich ist, *Lepus timidus* zuzuordnen.

Der hier belegte Halsbandlemming gehört nicht zum rezenten *Dicrostonyx torquatus*, sondern zeigt nach $M^1$ und $M^2$ eine geringere Evolutionshöhe (Agadjanian & Koenigswald 1977). Die für das Mittel-Würm kennzeichnende Unterart *D. gulielmi rotundus* Agadjanian & Koenigswald wurde auf das Material der Kemathenhöhle gegründet.

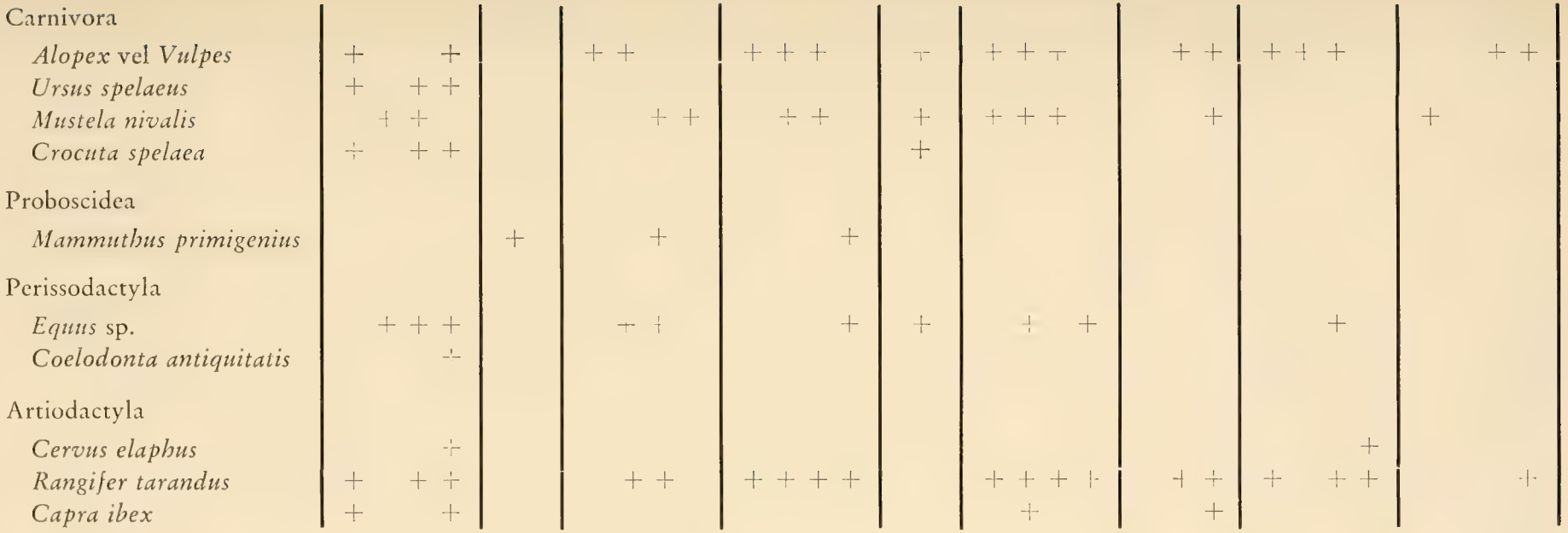
Die Reste von *Clethrionomys* sind äußerst spärlich und erlauben keine artliche Bestimmung, wenngleich das fossile Material meist als *Clethrionomys glareolus* angegeben wird.

Daß *Sicista betulina* relativ regelmäßig belegt ist, beruht allein auf der Grabungsmethode (Jánossy, 1953).

*Mammuthus primigenius* ist nur durch Lamellenfragmente der Molaren belegt. Bisher wurde auch vom Autor der Gattungsname *Mammonteus* Camper 1787 fälschlicherweise verwendet. *Mammonteus* bezeichnet eindeutig einen amerikanischen Mastodonten.

Tabelle 1 Kemathenhöhe, Altmühltal. Nachweis der Säugetierarten nach Fundschichten und Quadratmetern.

| ARTEN | SCHICHT | e | | | | d' | d | | | | c | | | | b | $b_2$ | | | | $b_1$ unten | | | $b_1$ oben | | | | b' | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | QUADRAT | B 7 | B 8 | B 9 | B 10 | B 6 | B 7 | B 8 | B 9 | B 10 | B 7 | B 8 | B 9 | B 10 | A6-B6 | B 7 | B 8 | B 9 | B 10 | B 7 | B 8 | B 9 | B 7 | B 8 | B 9 | B 10 | A 5 | A 6 | A 7 | B 6 |
| Insectivora | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Sorex* div. sp. | | + | + | + | | | + | + | + | | + | + | + | | + | + | + | | | | + | + | + | + | + | | | | | + |
| *Neomys fodiens* | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Talpa europaea* | | | | | | + | | | | | | + | | | + | + | + | | | | | + | + | + | + | | | | | + |
| Chiroptera | | | + | + | | | | | + | | | | | | | | + | | | | | + | | | + | | | | | |
| Lagomorpha | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Ochotona pusilla* | | | | + | | | + | | + | | | + | | | | | | | | | | | | + | + | | | | | + |
| *Lepus* sp. (meist *L. timidus*) | | + | | + | + | + | | + | + | | + | + | + | | + | + | + | + | | + | + | + | | + | | + | | + | | + |
| Rodentia | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| *Citellus superciliosus* | | | | + | | + | | + | + | | + | | + | | + | + | + | | | | | + | | + | + | + | | | | |
| *Dicrostonyx gulielmi* | | + | + | + | | + | + | + | + | | + | + | + | | + | + | + | + | | | + | + | | + | + | + | + | | + | + | + |
| *Lemmus lemmus* | | + | + | + | | + | + | + | + | | + | + | + | | + | + | + | + | | | + | + | | + | + | + | + | | + | + | + |
| *Clethrionomys* sp. | | | | + | | | | | | | | | | | + | + | + | | | | | | | + | + | + | + | | | | |
| *Arvicola terrestris* | | + | + | + | | + | + | + | + | | + | + | + | | + | + | + | + | | + | | + | | | + | + | + | | | | + |
| *Microtus nivalis* | | + | + | + | | + | + | + | + | | + | + | + | | + | + | + | + | | | + | + | | + | + | + | + | + | + | + | + |
| *Microtus arvalis-agrestis* | | + | + | + | | + | + | + | + | | + | + | + | | + | + | + | + | | | + | + | | + | + | + | + | + | + | + | + |
| *Microtus gregalis* | | + | + | + | | + | + | + | + | | + | + | + | | + | + | + | + | | | + | + | | + | + | + | + | | + | + | + |
| *Microtus oeconomus* | | + | + | + | | + | + | + | + | | + | + | + | | + | + | + | | | | + | + | | + | + | + | + | | | | + |
| *Apodemus* sp. | | | | | | | + | + | | | | + | | | + | + | + | | | | | + | | | + | + | | | | | |
| *Sicista betulina* | | | + | | | + | | + | + | | + | | + | | + | + | + | + | | | | + | | | + | + | | | | | |
| *Glis glis* | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | + | | | | | |


Carnivora
*Alopex* vel *Vulpes*
*Ursus spelaeus*
*Mustela nivalis*
*Crocuta spelaea*
Proboscidea
*Mammuthus primigenius*
Perissodactyla
*Equus* sp.
*Coelodonta antiquitatis*
Artiodactyla
*Cervus elaphus*
*Rangifer tarandus*
*Capra ibex*

Schicht a wurde nicht aufgelistet, da diese Schicht weitgehend abgetragen war und eine Vermischung von jungpleistozäner und holozäner Fauna enthielt. Diese Vermischung kann durch Tiere und den Menschen in historischer Zeit erfolgt sein.

## 6. Die zeitliche Einstufung

Neben der bisher allgemein genutzten biostratigraphischen Aussagekraft der Faunenreste bietet besonders die absolute Datierung durch C-14 eine Möglichkeit der Altersbestimmung. Die biostratigraphische Einstufungsmöglichkeit ist zwar in der vorliegenden Fauna beschränkt, erlaubt aber doch einige grundsätzliche Feststellungen.

Die Fauna der Schichten e bis b ist durchgehend kaltzeitlich. In der Großsäugerfauna spiegeln *Mammuthus, Coelodonta, Rangifer* und in gewissem Maße auch *Capra ibex* einen kaltzeitlichen Biotop. In der Kleinsäugerfauna erfordern *Citellus, Dicrostonyx, Lemmus* sowie *Microtus gregalis, M. nivalis* und *M. oeconomus* Lebensbedingungen, wie sie nur in Kaltzeiten gegeben sind. Der Entwicklungsstand von *Arvicola* erlaubt nur eine Zuordnung in das letzte Glazial (Koenigswald 1973).

Die Belege von *Mammuthus, Coelodonta, Ursus spelaeus* und besonders von *Crocuta spelaea* weisen innerhalb des letzten Glazials auf einen Abschnitt hin, der vor der maximalen Gletscherausbreitung liegt, weil diese Arten im Spätglazial in Süddeutschland zurücktreten. Die Entwicklungshöhe von *Dicrostonyx* erfordert eine ähnliche Einstufung (Agadjanian, Koenigswald 1977).

Dagegen enthält Schicht a neben jungpleistozänen Faunenresten typische holozäne Formen. Hier liegt keine Übergangsfauna, sondern eine oberflächennahe Vermischung vor. Deswegen braucht auf diese Schicht nicht näher eingegangen zu werden.

Um genauere Anhaltspunkte über den in den Schichten e bis b belegten Zeitraum zu gewinnen, wurden Proben einer C-14-Datierung unterzogen, die im Institut für Umweltphysik in Heidelberg erfolgte. Dazu wurde der C-14-Gehalt des Kollagens aus Knochen und Knochensplittern gemessen. Die Ergebnisse (Tabelle 2) bestätigen, daß die Schichten e bis b vor dem Maximum des letzten Glazials abgelagert wurden. Die relativ dichte Folge der Daten erlaubt es, ökologische Veränderungen, die die Zusammensetzung der Nagetierfauna anzeigt, auf stadiale und interstadiale Abschnitte des jüngeren Frühglazials zu beziehen, was ohne die Absicherung durch absolute Datierungen nicht möglich wäre.

## 7. Die ökologisch-stratigraphische Interpretation

### 7.1 Die Kleinsäuger

Die Zusammensetzung der Nagetierfauna aus Gewöllen kann zur Rekonstruktion ökologischer Verhältnisse und in der zeitlichen Abfolge zum Erkennen von ökologischen Veränderungen ausgewertet werden. Im Jungpleistozän sind ökologische Veränderungen meist durch klimatische Verschiebungen bedingt, die gleichzeitig die stratigraphische Einteilung ergeben. Daher ergibt sich aus der ökologischen Einstufung in gewissem Rahmen auch die stratigraphische.

Tabelle 2

Die C-14-Datierungen aus der Kemathenhöhle des C-14-Labors des Instituts für Umweltphysik, Heidelberg

| Kürzel | Labornummer | C-14-Alter in Jahren vor 1950 (BP) | Schicht | Grabungsquadrat |
|---|---|---|---|---|
| Ke 1 | H 4153—3369 | 24.403 ± 326 | **b'** | A6 und B6 |
| Ke 2 | H 4154—3371 | 30.084 ± 600 | **b** (Mitte) | B6 |
| Ke 3 | H 4150—3363 | 30.910 ± 660 | $\mathbf{b_1}$ (unten) | B8 und B9 |
| Ke 4 | H 4151—3365 | 33.383 ± 933 | $\mathbf{b_2}$ | B8 und B9 |
| Ke 5 b | H 4229—3368 | 43.920 ± 3.880 | **e** | B8 |

Hier kann diese nun durch die absoluten Datierungen erheblich präzisiert werden.

Zur quantitativen Auswertung der Nagetierreste wurden für die Wühlmäuse die Zahl der $M_1$ und für die übrigen Nager die Belege je Kieferhälfte gezählt. Um statistisch genügend hohe Zahlen zu erhalten, wurden innerhalb der zu vergleichenden Schichten die Zahlenwerte der Quadrate B 7, B 8 und B 9 aus dem Höhleninneren zusammengefaßt. Für die jüngsten pleistozänen Ablagerungen, die unter dem Trauf liegen, wurde das Quadrat B 6 ausgewählt.

Der Anteil der deutlich kaltzeitlichen Arten *(Dicrostonyx, Lemmus, Microtus gregalis* und *Microtus nivalis)* ist in den einzelnen Schichten unterschiedlich und scheint auf gewisse klimatische Veränderungen hinzudeuten. Allerdings bleibt der Gesamtcharakter rein kaltzeitlich. Das Zurückgehen des Anteils kaltzeitlicher Arten wird durch intermediäre Formen ausgeglichen und nicht etwa durch ein Ansteigen der Arten bewaldeter Zonen, die zwar vorhanden sind, aber stets unter 2,5 % bleiben. Die Schichten **e** und **d** im Liegenden zeigen gegenüber dem Hangenden einen geringeren Anteil an kaltzeitlichen Arten, der zwischen Schicht **d** und Schicht **c** sprunghaft ansteigt. Auffallend ist auch im Sediment der Wechsel von stark angewitterten Steinen in **d** und **e** zu scharfkantigem Kalkschutt in **c**. Schicht **e** ist mit etwa 44.000 BP datiert. Die starke Verwitterung des Kalkskelettes im Sediment macht wahrscheinlich, daß das Sediment entweder von einem Interstadial überprägt worden ist oder gar während eines Interstadials abgelagert wurde. Eine nachträgliche Überprägung kann aber nicht zu stark gewesen sein, sonst wäre mit einer Zerstörung der Knochen zu rechnen. Nach der Datierung um 44.000 für Schicht **e** ist in der bisher bekannten Gliederung (Hahn, 1972) das Moershoofd-Interstadial (etwa 45.000 BP) etwas zu alt, eher ist mit dem Hengelo-Interstadial (37.000 bis 39.000 BP) zu rechnen. Wegen der hohen Fehlergrenze des Datums ist eine genaue Zuordnung allerdings nicht möglich. Das Hengelo wird auch in den Weinberghöhlen bei Mauern innerhalb einer stärker verwitterten Zone, Schicht F, vermutet (Koenigswald, Müller-Beck, Pressmar 1974; Koenigswald, Müller-Beck 1975). Die Kleinsäugerfunde dieser Schicht waren für einen Vergleich zu spärlich. Faunistisch kennen wir aber noch zu wenig Details aus Süddeutschland in dieser Zeit, um sicher Interstadiale von Stadialen zu unterscheiden. Daher kann biostratigraphisch diese mögliche Einstufung noch nicht beurteilt werden. Die Schichten **c**

Abb. 3: Kemathenhöhle, Altmühltal: Quantitative Verteilung der kleinen Nagetiere. Die kennzeichnenden kaltzeitlichen Arten sind mit Punktraster, warmzeitliche mit Strichraster hervorgehoben. 1: *Dicrostonyx*, 2: *Lemmus*, 3: *Microtus gregalis*, 4: *M. nivalis*, 5: *M. oeconomus*, 6: *M. arvalis-agrestis*, 7: *Sicista*, 8: *Arvicola*, 9: *Clethrionomys*, 10: *Apodemus*, 11: *Glis*.
Nach den absoluten Daten belegen die Schichten **e** und **d** ein Interstadial, **c** und $b_2$ das Stadial des jüngeren Alt-Würms, $b_1$ wahrscheinlich das Denekamp-Interstadial und **b'** das beginnende Hoch-Glazial.

und $b_2$ zeigen einen höheren Anteil kaltzeitlicher Nagetiere und gleichzeitig scharfkantigen Kalkschutt, was auf eine Verschärfung des kaltzeitlichen Klimas hinweist. Daß hier in B 8 ein Einzelzahn von *Glis* gefunden wurde, stört dieses Bild etwas, aber der Zahn darf auch nicht überbewertet werden. Die Datierung der Schicht $b_2$ mit etwa 33.000 BP fällt nach Hahn (1972) sowie Geyh & Rohde (1972) zwischen das Hengelo- und Denekamp-Interstadial (etwa 29.000—32.000 BP). Auch diese mögliche Einstufung ist biostratigraphisch noch nicht zu verifizieren. Gerade in $b_2$ wurden große Knochen und Geweihe vom Rentier gefunden, die Bißspuren von Raubtieren zeigen.

Im Sediment zeigt sich kein deutlicher Unterschied zwischen $b_2$ und $b_1$, und nur das erneute Zurückgehen des Anteils der kaltzeitlichen Nagetiere läßt einen ökologischen Wandel vermuten, den eine Milderung des Klimas mit sich gebracht haben kann. Die absoluten Datierungen mit 30.000 und 31.000 bieten geradezu an, hier das Denekamp-Interstadial zu vermuten. Die hangende Schicht ist im Höhleninnern zu stark mit holozänem Material vermischt, um diese einzustufen. Im Höhlenvorplatz ist **b** mächtiger und hat hier noch einen jüngeren Anteil **b'**. Dieser hat wieder einen deutlich höheren Anteil kaltzeitlicher Nagetiere, was bei aller Vorsicht

wieder für ein härteres Klima spricht. Die Datierung von 24.000 Jahren läßt vermuten, daß wir hier die Klimaverschlechterung vor uns haben, die auf das Hochglazial (etwa 18.000 BP) hinzielt.

In dem ganzen Zeitabschnitt scheint die Kleinsäugerfauna kaltzeitlich zu bleiben. Ein geringer Anteil von *Clethrionomys* und *Apodemus* gehört in diese Fauna, wie der Vergleich mit dem Geißenklösterle im Blautal (Hahn, Koenigswald, Wagner, Wille 1977) zeigt. Im Gegensatz zu den spätglazialen Faunen zeichnen sich die vor dem Hochglazial liegenden durch einen gleich hohen Anteil von *Lemmus* und *Dicrostonyx* aus, wie die Fauna vom Geißenklösterle ebenso wie die der Weinberghöhlen zeigt. Im Spätglazial herrscht eindeutig *Dicrostonyx* vor und *Lemmus* tritt nur sporadisch auf.

### 7.2 Die Großsäugerreste

Die Zahl der Großsäugerfunde ist zu gering, um an ihnen ähnliche quantitative Untersuchungen anzustellen wie an den Nagetieren. Dennoch muß überprüft werden, ob es während der Interstadiale gegenüber den Stadialen zu Faunenveränderungen gekommen ist.

Um die Vergleichsbasis zu erweitern, werden andere, etwa gleichalte Fundplätze hinzugezogen (Tab. 3). Die Korrelation ist in diesem Zeitbereich am besten auf dem Umweg über absolute Datierungen und eingeschlossene Archäologica möglich. Die Kemathenhöhle war keine Station des frühen Menschen, wie viele andere Höhlen der Alb. Der zum Vergleich interessante Zeitabschnitt wird vom Aurignacien (etwa 32.000—24.000 BP) und Gravettien (25.000—20.000 BP) überdeckt (Hahn, Müller-Beck, Taute 1973). Diese Kulturstufen sind mit einer umfangreichen, gleichaltrigen Fauna aus den folgenden Höhlen beschrieben. Die archäologische Einstufung wurde von Dr. J. Hahn, Tübingen, überprüft, wofür ich ihm an dieser Stelle nochmals danke.

Die Korrelation der Fundschichten ist in ein Netzwerk absoluter Datierungen eingepaßt, die nachträglich für die alten Grabungen erstellt werden konnten (Hahn, Koenigswald 1976).

Aurignacien:

Vogelherd, Lonetal: Schicht 4 und 5 (Lehmann 1954)
Bocksteinschmiede, Lonetal: Schicht e (Lehmann 1969: 158)
Bocksteinhöhle, Lonetal: Schicht 5 (Koken 1912: 174)
Stadel, Lonetal: Aurignacien-Schicht (Gamble pers. Mitt.)
Sirgenstein, Blautal: Schicht 4 (Koken 1912: 167)
Geißenklösterle, Blautal: Schicht 11 und 15

Gravettien:

Weinberghöhlen, Wellheimer Tal: Schicht C (Heller 1955, Koenigswald 1975: 113)
Sirgenstein, Blautal: Schicht 2 und 3 (Koken 1912: 169)
Brillenhöhle, Blautal: Schicht 7 (Boessneck & van den Driesch 1973: Tab. 1)
Geißenklösterle, Blautal: Schicht 5

Tabelle 3

Belege für die wichtigsten Großsäuger in den Höhlenablagerungen des Aurignacien und Gravettien der Schwäbisch-Fränkischen Alb.

| | Aurignacien | | | | | | Gravettien | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Vogelherd 4+5 | Bocksteinschmiede e | Bocksteinhöhle 5 | Stadel | Sirgenstein 4 | Geißenklösterle 11-15 | Weinberghöhlen C | Sirgenstein 2+3 | Brillenhöhle 7 | Geißenklösterle 5 |
| *Canis lupus* | + | — | — | + | + | + | + | + | — | — |
| *Alopex* et/vel *Vulpes* | + | — | — | + | + | + | + | + | + | + |
| *Ursus spelaeus* | + | — | — | + | + | + | + | + | + | + |
| *Crocuta spelaea* | + | + | + | + | + | — | + | — | — | — |
| *Panthera leo spelaea* | + | — | + | + | + | — | + | — | — | — |
| *Mammuthus primigenius* | + | — | + | + | + | + | + | + | + | + |
| *Equus* sp. | + | + | + | + | + | — | + | + | + | — |
| *Coelodonta antiquitatis* | + | + | + | + | + | — | + | + | — | — |
| *Sus scrofa* | +? | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| *Cervus elaphus* | + | — | ? | + | + | — | — | + | — | — |
| *Rangifer tarandus* | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + |
| *Bos primigenius* | ? | + | — | + | — | — | + | — | — | — |
| *Bison priscus* | + | — | + | — | — | — | ? | — | — | — |
| *Capra ibex* | — | — | — | — | + | + | + | — | + | — |
| *Rupicapra rupicapra* | + | — | — | — | — | — | — | — | + | — |

Das Aurignacien beginnt im Denekamp-Interstadial und geht in das folgende Stadial über, in dem das Gravettien liegt. Dennoch ist die Großsäugerfauna dieses gesamten Zeitabschnittes sehr eintönig. Als einzige Ausnahme müssen zwei Metapodien von *Sus scrofa* diskutiert werden, die nach der Beschriftung aus dem Aurignacien des Vogelherds stammen. Lehmann (1954: 112), der die Fauna bearbeitet hat, hält eine Einmischung aus dem Neolithikum für möglich, zumal das Wildschwein als typische Form bewaldeter Zonen nicht zu der kaltzeitlichen Faunenvergesellschaftung paßt. Man muß aber vorsichtig sein, diesen isolierten Fund als Störung abzutun. *Sus scrofa* ist im Aurignacien der Dordogne gut belegt (Delpech 1975: 240), aber auch aus Belgien berichtet Cordy (1974; 1976) von zwei Aurignacien-Stationen mit *Sus scrofa*. Das Wildschwein ist bekannt für seine recht weiten Wanderungen. In der Regel haben so sporadisch auftretende Tiere kaum eine Chance fossil zu werden, aber der Fund aus dem Vogelherd könnte, wenn er stratigraphisch zutref-

fend eingestuft ist, eine solche Wanderung anzeigen. Abgesehen von diesem Fund, besteht kein merklicher Unterschied zwischen der Zusammensetzung der Großsäugerfauna des Aurignaciens und der des Gravettiens. Daraus kann man keinen direkten Rückschluß auf die Intensität der Klimaverbesserung ziehen. Sie besagt allein, daß dieses Interstadial keine Arealgrenzen der Großsäuger über Süddeutschland verschoben hat, wodurch einzelne Arten zusätzlich vorhanden wären oder fehlten. Diese genannten Faunen kennzeichnen das jüngere Frühglazial, ohne die darin enthaltenen Klimaschwankungen nachzuzeichnen. Vom älteren Frühglazial sind die Faunen unterschieden durch das Fehlen von *Hemionus* und *Hystrix*, der zumindest in seinen Bißspuren für das Moustérien (Jánossy 1963/64) gut belegt ist. In das Hochglazial selber konnten bisher keine Faunen sicher eingestuft werden. Im Spätglazial liegen dann zahlreiche Faunen vor, die wiederum einen etwas anderen Charakter haben. Hier tritt *Ursus spelaeus* weitgehend zurück, nur im Lone- und Blautal ist er noch vorhanden. Sehr selten sind auch Funde von *Mammuthus* und *Coelodonta*, die wahrscheinlich auf ein gelegentliches Einwandern der Tiere aus dem Osten zurückgehen. Allerdings war dem Magdalénien-Jäger das Mammut noch gut bekannt, wie die Mammut-Gravierungen aus Gönnersdorf bei Koblenz (Bosinski & Fischer 1968) zeigen. Im Spätglazial tritt dann in Süddeutschland die Saigaantilope auf *(Saiga tatarica)* und bereichert die Fauna, die sonst in dieser Zeit deutlich im Artbestand gemindert wird.

Somit ist die Großsäugerfauna der Kemathenhöhle typisch für das jüngere Frühglazial, das sich faunistisch vom älteren Frühglazial und vom Spätglazial unterscheiden läßt. Interstadiale geben sich hier nicht zu erkennen. In der Kleinsäugerfauna, die ebenfalls die Kennzeichen des Frühglazials trägt, sind dagegen am Wechsel der quantitativen Zusammensetzung Interstadiale abzulesen.

## Literatur


Agadjanian, A. K. & Koenigswald, W. v. (1977): Merkmalsverschiebung an den oberen Molaren von *Dicrostonyx* (Rodentia, Mammalia) im Jungquartär. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **153**: 33—49; Stuttgart.

Boessneck, J. & van den Driesch, A. (1973): Die jungpleistozänen Tierknochenfunde aus der Brillenhöhle. — In Rieck, G.: Das Paläolithikum der Brillenhöhle (Schwäbische Alb). — Forschung u. Ber. zur Vor- u. Frühgesch. in Baden-Württ., **4/2**, Teil 2; Stuttgart.

Bosinski, G. & Fischer, G. (1974): Die Menschendarstellungen von Gönnersdorf der Ausgrabungen von 1968. — Der Magdalénien-Fundplatz Gönnersdorf, **1**: 131 S., 74 Taf.; Wiesbaden.

Cordy, J.-M. (1974): La Faune Aurignacienne de la grotte Princesse Pauline à Marche-les-Dames. — Bull. Soc. Roy. Belge Anthrop. Préhist., **85**: 243—252; Brüssel.

Cordy, J.-M. (1976): La Faune Aurignacienne du Trou du Renard à Furfouz (Provinz de Namur). — Bull. Soc. Roy. Belge Anthrop. Préhist., **87**: 141—146; Brüssel.

Delpech, F. (1975): Les faunes du paléolithique supérieur dans le sud-ouest de la France. — Thèse Univ. Bordeaux I; Bordeaux.

Geyh, M. A. & Rohde, P. (1972): Weichselian Chronostratigraphy, C 14-Dating and Statistics. — 24th IGC 1972, Section **12**: 27—36; Montreal.

Hahn, J. (1972): Das Aurignacien in Mittel- und Osteuropa. — Acta Praehist. et Archaeol., **3**: 77—107; Berlin.

Hahn, J. & Koenigswald, W. v. (1976): Ökologischer Wandel im letzten Glazial und Postglazial. — In Albrecht, G. et al.: Die klimatische Veränderung im terrestrischen Lebensbereich und ihre Rückwirkung auf den Menschen. — Sonderforschungsbereich 53 „Palökologie": Arbeitsbericht 1970—75. — Zbl. f. Geol. Paläont. II, **1976**: 449—479; Stuttgart.

Hahn, J. & Koenigswald, W. v. (1977): Die steinzeitlichen Funde und die spätglaziale Nagetierschicht aus der Kleinen Scheuer am Hohlenstein im Lonetal. — Fundber. aus Baden-Württ., **3**: 51—75; Stuttgart.

Hahn, J., Koenigswald, W. v., Wagner, E. & Wille, W. (1977): Das Geißenklösterle bei Blaubeuren (Alb-Donau-Kreis) — eine altsteinzeitliche Höhlenstation der mittleren Alb. — Fundber. aus Baden-Württ., **3**: 14—37 Stuttgart.

Hahn, J., Müller-Beck, H.-J. & Taute, W. (1973): Eiszeithöhlen im Lonetal. — Führer z. vor- u. frühgesch. Denkm. in Württ. u. Hohenzollern; **3**: 191 S.; Stuttgart.

Heller, F.: Die Fauna. — In Zotz. L. (1955): Das Paläolithikum in den Weinberghöhlen bei Mauern. — Quartärbibliothek Bd. **II**: 220—307; Bonn.

Jánossy, D. (1953): Neueres Vorkommen seltener Säugetiere *(Sicista, Apodemus, Asinus)* aus dem ungarländischen Spätpleistozän. — Földt. Közl., **83**: 430—436; Budapest.

Jánossy, D. (1963/64): Letztinterglaziale Vertebratenfauna aus der Kálman-Lambrecht-Höhle (Bükk-Gebirge, Nordost-Ungarn). — Acta Zool. Acad. Scien. Hungaricae, Teil 1, Bd. **9**: 293—331; Teil 2, Bd. **10**: 139—197; Budapest.

Koenigswald, W. v. (1973): *Lagurus lagurus* im jungpleistozänen Travertin des Biedermannschen Steinbruchs (Stuttgart-Untertürkheim). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **143**: 23—38; Stuttgart.

Koenigswald, W. v., Müller-Beck, H.-J. & Pressmar, E. (1974): Archäologie und Paläontologie in den Weinberghöhlen von Mauern. — Archaeol. Venatoria, **3**; Tübingen.

Koenigswald, W. v. & Müller-Beck, H.-J. (1975): Das Pleistozän der Weinberghöhlen bei Mauern (Bayern). — Quartär, **26**: 107—118; Bonn.

Koken, E. (1912): Die Geologie und Tierwelt der paläolithischen Kulturstätten Deutschlands. — In Schmidt, R. R.: Die diluviale Vorzeit Deutschlands, 159—227; Stuttgart.

Lehmann, U. (1954): Die Fauna des „Vogelherdes" bei Stetten ob Lontal (Württemberg). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **99**: 33—146; Stuttgart.

Lehmann, U. (1969): Die Fauna. — In Wetzel, R. & Bosinski, G.: Die Bocksteinschmiede im Lohnetal. — Veröff. staatl. A. Denkmalpflege Stuttgart, Reihe A, **15**: 133—167, T. 164—166; Stuttgart.

Schnitzer, W. A. (1965): Geologie des Weißen Jura auf den Blättern Kipfenberg und Gaimersheim (Südliche Frankenalb). — Erlanger geol. Abh., **57**; Erlangen.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. 18 131—142 München, 30. 12. 1978

# Eine neue, stratigraphisch gesicherte Fundstelle für Angiospermen-Früchte und -Samen in der oberen Gosau Tirols

Von Walter Jung, Hans-Hermann Schleich und Bernhard Kästle*)

Mit 1 Abbildung, 1 Profiltafel und Tafel 8—9

Kurzfassung

Aus einem flyschähnlichen Sandstein der oberen Gosau Tirols wird eine zweite Fundstelle für karpologische Angiospermen-Reste beschrieben. Foraminiferen im Liegenden und Hangenden der pflanzenführenden Horizonte erlauben erstmals eine sichere Altersangabe für dieses Gosau-Vorkommen: Unter-Maastricht. Bei den nachgewiesenen Angiospermen-Gattungen bzw. -Arten handelt es sich großteils um solche, die aus der Oberkreide Böhmens, Mährens und von der benachbarten Fundstelle Kössen bereits beschrieben wurden. Zwei Typen sind neu: *Menispermocarpum tirolense* nov. spec. und *Stewartia cretacea* nov. spec.

Abstract

Few years ago E. Knobloch described some fossil fruits and seeds from the Gosau Formation at Kössen in Tirol (Austria). Now a second locality was discovered in sandy Gosau sediments at Niederndorf near Kufstein (bavarian-austrian border). It is the first time, that marine micro-faunas allow to fix a Lower Maastrichtian age for the sandy horizons which contain those plant remains. Two new species were found: *Menispermocarpum tirolense* nov. spec. and *Stewartia cretacea* nov. spec. All the other species are conspecific with those of Kössen or the Upper Cretaceous of Czechoslovakia.

*) Prof. Dr. W. Jung, Dipl.-Geol. H.-H. Schleich und stud. geol. B. Kästle, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, Richard-Wagner-Str. 10, 8000 München 2.

## 1. Lage der Fundstelle und Profile

(H. Schleich und B. Kästle)

Während einer Geländebegehung entdeckte einer der Verfasser (B. Kästle) 1975 eine neue Fundstelle inkohlter Fruktifikationen. Schon nach ersten lithofaziellen und floristischen Vergleichen ließ sich die Lokalität in den Bereich der Gosau einstufen. Es ist die zweite bekannte Lokalität in der Tiroler Gosau (Abb. 1) und die dritte dieser Art überhaupt, von den jetzt bekannten Fundstellen im Alpenbereich (vgl. Knobloch 1975), die von Knobloch beschriebene liegt im Graben des Mühlberger Baches bei Kössen. Die neue Fundstelle (Abb. 2) liegt unmittelbar östlich des Inntals am Niederndorfer Berg, ebenfalls im bayrisch-tirolischen Grenzgebiet, auf österreichischer Seite. Zu erreichen ist sie von der Autobahnabzweigung Oberaudorf, über Niederndorf in Richtung Walchsee-Kössen. Etwa 10 km östlich von Niederndorf, 10 m hinter der Abzweigung nach Kufstein führt eine Schotterstraße zum Werkgelände eines Kalkquetschwerkes. Die Fundstelle liegt ca. 500 m bachaufwärts in NW-Richtung. Von dem Kalkwerk führt eine kleine Brücke über den Atmos-Bach und über einen kurzen Fahrweg erreicht man am Bachlauf entlang die Profillokalität. Wie eine Begehung der Stelle durch H. Schleich und W. Jung am 6. Mai 1978 zeigte, ist das Vorkommen nun nicht mehr zugänglich, weil verbaut.

Die Profilaufnahme erfolgte an der Prallhangseite des Bachaufschlusses. Die ± saiger stehenden Schichten streichen mit 30—40° aus. Bei der Probennahme wurde versucht, die Schichtbildung, ihre Lithologie und den faunistisch-floristischen Bestand zu erfassen. In der Auswertung des Profils wurden zu den Fossilbelegen meist auch der prozentuale Faunenanteil am geschlämmten Sediment der Fraktion $> 63$ µm wiedergegeben. Jedoch kommen nur Mikroorganismen wie Foraminiferen zur Darstellung.

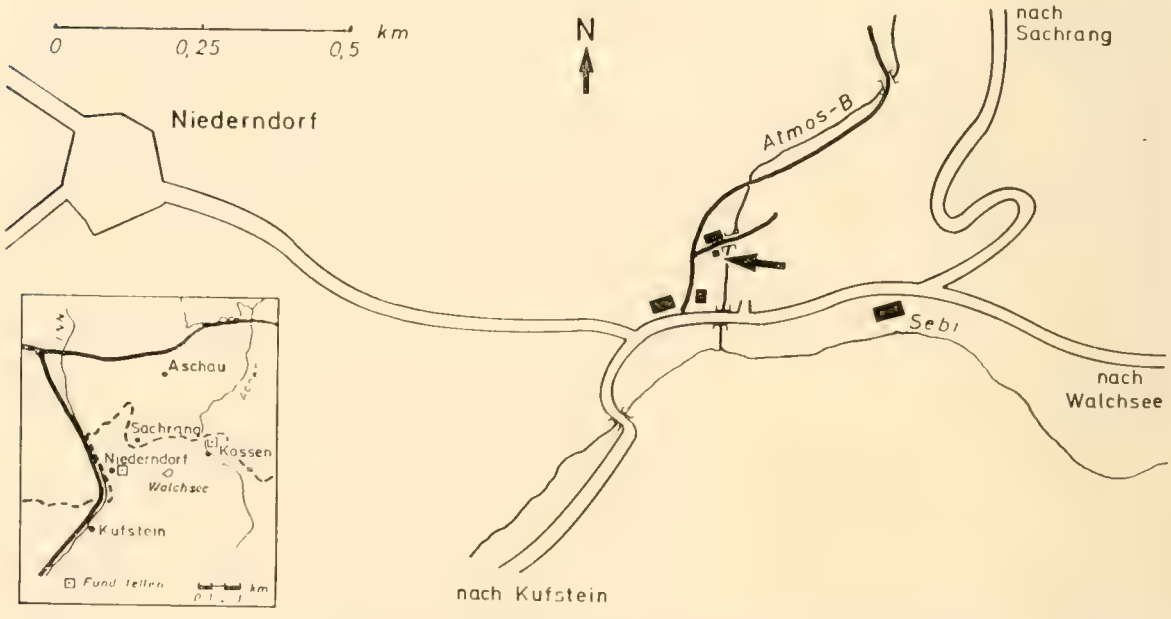



Abb. 1: Lageskizze der beiden Gosau-Fundstellen und Lageplan des Vorkommens am Atmos-Bach

## Profilbeschreibung

Hangend- und Liegendgrenze, also Bottom und Top unseres Profiles wurden durch die natürlich gegebenen Aufschlußverhältnisse begrenzt. Einmal stellt zum Hangenden der beginnende Anschnitt des Prallhangs, das anderemal zum Liegenden der vom nachrutschenden Hangschutt verschüttete Bachanriß die Grenze dar.

Für die gesamte Profilabfolge läßt sich eine allgemein schlechte Kantenrundung der Komponenten nachweisen.

Liegendes —

Profilabschnitt 1:
Ca. 3 cm mächtige graue, feinsandige, fossilfreie Mergel bilden die „künstliche" Liegendbegrenzung des Profils.

Profilabschnitt 2:
Es folgen ca. 85 cm mächtige, rote bis rotbraune feinsandige Mergel. Dieses Schichtpaket erwies sich als fossilfrei.

Profilabschnitt 3:
besteht in unserem Schemaprofil aus 5 Schichteinheiten, wobei dünnlagige, 1,5 bis 2 cm dicke, feinstsandige, graue, leicht kalkige Mergel mit 2 je 12 cm und 20 cm dicken rot bis rotbraunen feinstsandigen Mergeln alternieren. Es finden sich äußerst wenige, unbestimmte Foraminiferen. Ihr Anteil am Sediment $\geqq 63$ µm beträgt weniger als 1 %.

Profilabschnitt 4:
Lithologische Ausbildung wie in No. 3, jedoch 4 Sequenzen von rotbrauner Farbe mit Mächtigkeiten von min. 5 cm bis max. 19 cm wechsellagern mit 3 dünnbankigen 1,5 bis 2,5 cm dicken, fossilfreien mergeligen Feinstsandbänken.

Profilabschnitt 5:
Eine 3 cm dicke, graue feinstsandige Lage wird von einer mächtigeren, 14,5 cm starken, rotbraunen Sedimentschicht abgelöst. Auch hier waren äußerst wenige Foraminiferen vorhanden. Ihre Sedimentbeteiligung lag unter 1 %.

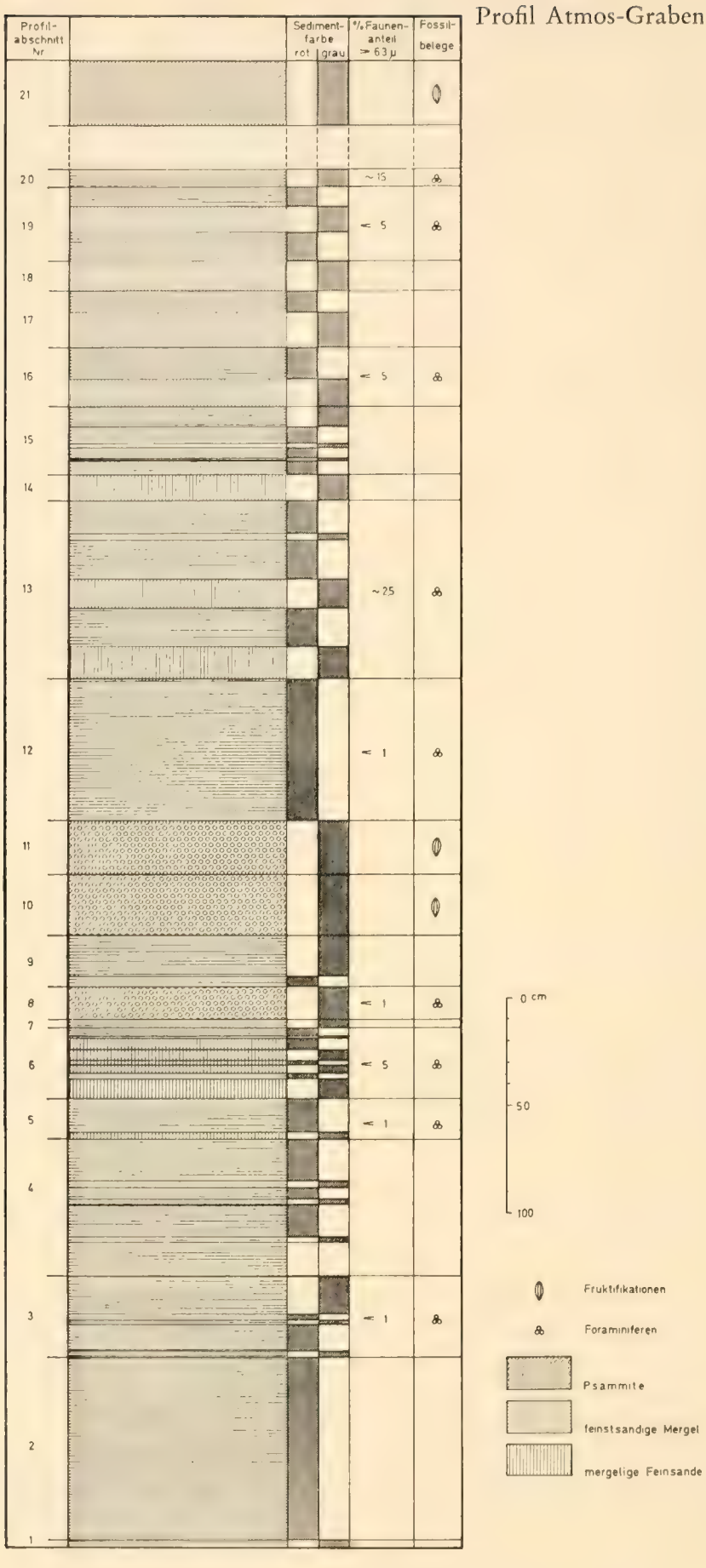
Profilabschnitt 6:
Dünnbankige Lagen von feinstsandigen Mergeln wechseln mit mergeligen Feinsanden in ihrer Mächtigkeit so wie im Farbwechsel rotbraun-grau, alternierend ab. Die Foraminiferen sind relativ häufig, ihr Anteil am Sediment $\leqq 63$ µm übersteigt jedoch 5 % nicht.

Profilabschnitt 7:
Diese 4 cm mächtige, rotbraune feinstsandige Mergelbank erweist sich als fossilfrei.

Profilabschnitt 8:
Erstmals tritt hier eine mächtigere (8 cm) mergelige Feinstsandbank grauer Farbe auf. Noch trägt sie marinen Charakter, ihr Faunenanteil am Sediment $\leqq 63$ µm beträgt weniger als 1 %. Die wenigen Foraminiferen wurden nicht bestimmt, indizieren aber Flyschfazies (s. o., frdl. mdl. Mitteilung Herm).

Profilabschnitt 9:
Ebenfalls wechseln hier geringmächtige (5 cm) graue feinstsandige Mergel mit mächtigeren (9 cm) roten feinstsandigen Mergeln ab. Dieser Profilabschnitt erwies sich als fossilfrei.

## Profil Atmos-Graben



Profilabschnitte 10 und 11:
In diesen grauen, sich im mm-Bereich plattig absonderden Psammiten sowie auf deren Schichtflächen und den Schichtlamellen konzentrieren sich die im nachfolgenden beschriebenen Fruktifikationen. Turbiditanzeichen wie „drag marks" kommen als Ausfüllungen auf den Plattenunterseiten vor.

Profilabschnitt 12:
Diese hauptsächlich rotgefärbte, 65 cm mächtige Lage von feinstsandigen Mergeln zeigte geringe undefinierbare pflanzliche Reste sowie äußerst wenige Foraminiferen.

Profilabschnitte 13 und 14:
Graue gebankte Feinstsande wechseln mit mächtigeren dunkelroten feinstsandigen Mergeln in diesem Profilabschnitt. Der Faunenanteil am Sediment $\geqq 63$ µm beträgt hier ca. 2,5 %. *Ruboglobigerina* und *Globigerinella* dominieren.

Profilabschnitt 15:
In dieser, über 30 cm mächtigen Sequenz alternieren wieder dünnbankige, rote Lagen mit noch geringmächtigeren grauen Zwischenlagen. Der Abschnitt zeigte sich fossilfrei.

Profilabschnitte 17 und 20:
Das bereits oft vorherrschende zyklische Schema grauer und roter Sedimentabfolgen wechselt in etwa gleichmächtiger Ausbildung miteinander ab, wobei die grauen Einheiten immer die sandigeren Sequenzen bilden. Der Faunenanteil nimmt relativ stark zu und erreicht, bei Nr. 16 mit 5 % beginnend bis Nr. 20 ungefähr 15 %. Die grauen feinstsandigen Mergel von Nr. 20 zeigen in der gesamten Profilfolge den höchsten Faunengehalt. Ebenfalls kommen hier, wie in Nr. 6 alle Leitformen der G-Zone des unteren Maastrichtian vor. Somit können die intermediär liegenden, Fruktifikationen führenden Psammite auf Grund ihrer Hangend- und Liegendserien besonders der Profilabschnitte 6 und 20 stratigraphisch gut eingestuft werden.

Profilabschnitt 21:
Nach bereits erfolgter Profilnahme und Abschluß dieses Manuskriptes wurden bei Bacharbeiten noch weitere pflanzenführende Schichten aufgeschlossen. Sie liegen wenige Meter unweit bachaufwärts des bereits beprobten Profils, konnten aber auf Grund ihrer gleichen lithologischen Ausbildung wie die Psammite des Abschnittes 10/11 und desselben floristischen Bestandes eindeutig mit den erwähnten Sandsteinen korreliert werden.

— Hangendes

Die lithologisch sedimentologische Auswertung des Profils läßt erkennen, daß ein fast konstant alternierender Farbwechsel (oft mit einem Mächtigkeitswechsel der jeweiligen Schichten korrelierbar) zwischen grau und roter bzw. rotbrauner Sedimentausbildung vorherrscht. Bei der Geländebegehung war noch nicht ersichtlich, ob die Sedimente autochthonen Einheiten angehören oder von Turbiditen herrühren. Nach zusammenfassender Betrachtung der lithologischen Aspekte scheinen zumindest die Sandsteine (Abschnitte 10, 11 und 21) turbiditischer Herkunft zu sein. Auf den Spaltflächen der sich im mm- bis cm-Bereich plattig trennenden Sandsteine konnten auf den Schichtunterseiten Ausgüsse von Schleifmarken, sog. „drag marks" erkannt werden. Eine gleichmäßige Korngrößensortierung der Sedimentkomponenten und ein damit verbundener „Selektionsprozeß" sicher ehemals verschieden gro-

ßer Fruktifikationen wird nur durch Komponenten des mergelig-feinsandigen Milieus repräsentiert. Größere Korngrößen, Sande, Gerölle oder Megafossilien sind somit nicht vorhanden. Zuerst könnte man noch einen Sedimentausschnitt fluviatiler Genese vermuten, jedoch ergibt sich unter dem Mikroskop ein gegensätzliches Bild. Die Komponenten sind nur sehr wenig bis gar nicht gerundet, kantig bis scherbig und auch pustulöse Anhänge oder Auswüchse der Fruktifikationen (S. 137, Tafel 8—9) weisen auf keine Rundungen, die durch fluviatilen Transport entstanden sein könnten, hin.

Die paläofloristischen Bestandteile der Sandsteine und ihrer terrigenen Komponente sowie die gänzliche Absenz mariner Indikatoren verweisen auf ein vorhandenes „Hinterland". Nach Herm (frdl. mdl. Mitteilung) weist zudem die faunistische Komposition der Foraminiferen auf Flyschmilieu hin.

## 2. Fossilinhalt

### a. Foraminifera (Zusammenstellung H. Schleich)[1])

| | |
|---|---|
| Abschnitt 5 | *Glomospira gordialis* (Jones & Parker) |
| Abschnitt 6 | *Globotruncana falsostuarti* Sigal |
| | *Globotruncana fornicata* Plummer |
| | *Globotruncata lapparenti* Brotzen |
| | *Globotruncana stuarti* (Cushman) |
| | *Globotruncana tricarinata* (Quereau) |
| | *Ruboglobigerina* sp. |
| Abschnitt 12 | *Glomospira irregularis* (Grzybowski) |
| Abschnitt 13 | *Globigerinella* sp. |
| | *Rugoglobigerina* sp. |
| Abschnitt 16 | *Hormosina (Pelosina) ovulum* Grzybowski |
| | *Trochamminoides conglobatus* Brady |
| Abschnitt 19 | *Ammodiscus cretaceus* (Reuss) |
| | *Hormosina (Pelosina) ovulum* Grzybowski |
| | *Trochamminoides* sp. |
| Abschnitt 20 | *Globotruncana arca* (Cushman) |
| | *Globotruncana cretacea* (D'Orbigny) |
| | *Globotruncana falsostuarti* Sigal |
| | *Globotruncana fornicata fornicata* Plummer |
| | *Globotruncana fornicata manaurensis* Gandolfi |
| | *Globotruncana obliqua* Herm |
| | *Globotruncana stuarti* (Lapparent) |
| | *Globotruncana stuartiformes* Dalbiez |

Die Belege hierzu sind in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie München unter Nr. 3733 bis 3778 hinterlegt.

*) Herrn Prof. Dr. D. Herm danken die Verfasser für die Bestimmung der Foraminiferen.

## b. Plantae (W. Jung)

Bei den ansprechbaren Pflanzenresten aus den Profilabschnitten 10 und 11 handelt es sich fast ausschließlich um Angiospermen-Früchte und -Samen. Andersartig sind lediglich einige charakteristisch eingekrümmte Farnwedelspitzen und die seltenen Pollenreste und Sporen. Daneben treten kleine und kleinste Holz- bzw. Gewebefetzen in Unmenge auf. Ihre Herkunft läßt sich nicht feststellen.

Die mehrere tausend Objekte umfassende Kollektion an Früchten und Samen wurde aus den Sandsteinen durch Säure-Ätzung, Schlämmen und abschließender Trennung mittels Schwerelösung gewonnen. Von den palynologischen Fossilien wurden in üblicher Weise Dauerpräparate hergestellt.

Bei einer eingehenderen Bearbeitung der Reste ließe sich mit Sicherheit die unten gegebene Fossilliste noch verlängern. Dieser Beitrag kann lediglich die Aufmerksamkeit erneut auf die in den Gosau-Sedimenten liegenden paläobotanischen Schätze lenken. Diese Anmerkung gilt noch in größerem Maße für die von U. Franz seinerzeit entdeckte und von E. Knobloch (1974, 1975) publizierte Fundstelle bei Kössen. Sind doch dort die Fundschichten nach eigener Feststellung durch den im Streichen verlaufenden Mühlberger Bach viel besser, auf Hunderte von Metern, aufgeschlossen und in ihrer Gesamtheit noch keineswegs untersucht. Andererseits scheint die Fossildichte im Atmosgraben höher zu sein.

Erhaltungsweise, Größenvariabilität und Häufigkeit der gemeinsamen Arten entsprechen sich an den beiden Tiroler Fundstellen völlig. Dagegen ist die Diversität eine scheinbar unterschiedliche: Während aus dem Atmosgraben nur eine einzige Form bisher nicht nachgewiesen werden konnte, die der Mühlberger Graben lieferte, konnte Knobloch wenigstens fünf Fruktifikations-Typen nicht finden, welche bei Niederndorf vorkommen. Da es sich um verhältnismäßig seltene Arten handelt, liegt der Schluß nahe, daß weitere, umfangreichere Aufsammlungen bei Kössen die dortige Artenzahl wohl auch erhöhen würden.

Fossilliste (vorherrschende Formen gesperrt):

1. Früchte oder Samen

*Comptonia octocostata* (Knobl.) Knobl.; Taf. 8, Fig. 4
*Menispermocarpum tirolense* nov. spec.; Taf. 9, Fig. 1 u. 2
*Hantsia pulchra* (Chandl.) Chandl; Taf. 9, Fig. 3 u. 4
*Eurya crassitesta* Knobl.; Taf. 8, Fig. 5
*Stewartia cretacea* nov. spec.; Taf. 8, Fig. 1 u. 2
*Microcarpolithes guttaeformis* Knobl.; Taf. 8, Fig. 6
*Microcarpolithes hamrensis* Knobl.; Taf. 8, Fig. 3
*Microcarpolithes muehlbergensis* Knobl.; Taf. 9, Fig. 8
*Microcarpolithes multicaniculatus* Knobl.; Taf. 9, Fig. 5 u. 6
*Microcarpolithes pterocaryaeformis* Knobl.
*Microcarpolithes raztokensis* Knobl.
*Microcarpolithes schenkii* Knobl.
*Microcarpolithes tricornatus* Knobl.
*Microcarpolithes* sp.

2. Sonstige Megafossilien

Farnwedelspitzen (Vernationen)
Koprolithen („*Coprolithes hexagonalis* [Vang.] Knobl.")

In geringer Menge sind im Sediment auch Sporen und Pollen-Exinen vorhanden. Acht verschiedene Typen ließen sich feststellen. Es überwiegen Normapolles-Pollen; und zwar sind es Arten der Gattungen *Drudopollis* Pflug (Taf. 8, Fig. 7) und *Oculopollis* Pflug. Ferner konnten erkannt werden: zwei trilete Isosporentypen und zwei bisakkate Koniferenpollenformen, sowie wenigstens ein tricolporater Typ.

Die pflanzlichen Belegmaterialien sind sämtlich in der paläobotanischen Sammlung der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie München unter der Inventarnummer 1978 VI hinterlegt.

## Beschreibung der neuen Arten

Während für die meisten der im Atmosgraben vertretenen Früchte und Samen eine ausführliche Beschreibung entbehrlich ist, weil sie schon anderweitig in Wort und Bild vorgestellt wurden (Knobloch 1964, 1970, 1971, 1975, 1977) müssen die beiden neuen Arten an dieser Stelle gesondert aufgeführt und typisiert werden. In beiden Fällen konnte eine Einreihung in natürliche Taxa, wenigstens bis auf Höhe der Triben vorgenommen werden.

*Menispermocarpum tirolense* nov. spec. (Menispermaceae-Cocculeae)

Holotypus: Taf. 9, Fig. 1; Inv.-Nr. 1978 VI 1

Derivatio nominis: nach dem österreichischen Bundesland Tirol (Nordtirol), in dem die Fundstelle Atmosgraben liegt.

Locus typicus: Atmosgraben b. Niederndorf N Kufstein

Stratum typicum: Oberkreide (Gosau) — Unter-Maastricht, Subzone G

Material: acht Endokarp-Reste

Diagnose: Abgeflachte, leicht unsymmetrische, hufeisenförmig gekrümmte Steinkerne. An den Flanken je zwei hohe, ebenfalls hufeisenförmig gekrümmte Kämme. Über den Rücken zieht ein gleichgestalteter, niedrigerer Kamm. Größe um 1 mm.

Beschreibung: Die fast kreisrunden, stark gekrümmten Steinkerne sind durch die von schmalen Zellen gebildeten Kämme besonders gekennzeichnet. Diese ziehen parallel über Rücken und distale Flanken und folgen der Krümmung des Endokarps. Bei schlechter Erhaltung sind nur wenig hervorstehende Leisten erhalten. Median auf den Flanken befindet sich ein birnförmiges, vertieftes Feld, welches die Steinkerne etwas länglich erscheinen läßt.

Maße: (Länge zu Breite) 1,1—1,3 mm: 0,9—1,0 mm
(Holotypus: 1,1 : 1,0 mm)

Zuordnung: Nach der Ausbildung der Steinkerne ist die Zugehörigkeit der Fossilien zu den Menispermaceae und darin zu den Cocculeae nicht zweifelhaft. Unter den schon beschriebenen Resten dieser Familien kommt *Menispermocarpum serratum* Chandl. aus dem Paleozän von England am nächsten. Jedoch ist jene Art wesentlich größer, der Kamm der Gosaufossilien auch nicht in so deutlicher Weise gesägt. Unter den rezenten Vertretern finden sich ähnliche Steinkerne in den Gattungen *Cissampelos* L. und *Antizoma* Miers. Die Zuweisung zu einem bestimmten Ge-

nus ist nicht begründbar. Daher und auch wegen der fehlenden Spezial-Untersuchung wird die fossile Organgattung benützt.

*Stewartia cretacea* nov. spec. (Theaceae — Gordonieae — Stewartiinae)

Holotypus: Taf. 8, Fig. 1 u. 2; Inv.-Nr. 1978 VI 3

Derivatio nominis: nach dem Auftreten in der Kreide

Locus typicus: Oberkreide (Gosau) — Unter-Maastricht, Subzone G

Material: 17 vollständige Kapseln, einige Dutzend von zerbrochenen Kapseln und abgetrennten Kapselfächern, etliche isolierte Samen.

Diagnose: Schwach eiförmige, fast rundliche Kapseln mit fünf Fächern. Kapseln von oben her loculicid spaltend, apikal deutlich verjüngt, aber nicht zugespitzt. Kapseln ohne Mittelsäule. Kelch nur in Rudimenten an der reifen Kapsel vorhanden. Pro Fach stets (?) nur ein dünnwandiger, ungeflügelter Same mit deutlichem Zellmuster.

Beschreibung: Die in schwarzer Farbe erhaltenen Kapseln sind nur selten vollständig und noch seltener mit Sepal-Resten erhalten. Die Außenflächen der deutlich fünfeckigen Kapsel sind stark unregelmäßig gerunzelt und konkav eingedellt. Die Innenflächen der Fächer zeigen bei guter Erhaltung ein glänzendes Zellmuster. Bemerkenswert ist die relativ große Größen-Variabilität. Der Durchmesser schwankt bei vollständigen Kapseln zwischen 1,05 und 2,25 mm.

Maße des Holotypus: 2,1 : 1,85 mm (Länge : Breite)

Zuordnung: Die Zugehörigkeit zu den Theaceae ist nach den mitgeteilten Merkmalen gesichert. Nach den jüngsten von Mai (1971, 1974) gegebenen Aufstellungen der fossilen Fruchtreste dieser Familie kommen für eine Zuordnung nur die Gattungen *Hartia* Dunn und *Stewartia* L. in Frage. Nach dem gleichen Autor geben die Samen beider Genera keine sicheren Unterscheidungsmerkmale ab. Es bleibt nur Art und Weise der Ausbildung des Kelches an der reifen Kapsel als diagnostisches Kennzeichen. Da bei den Fossilien nur in seltenen Fällen überhaupt ein Rest der Sepalen als Wulst erhalten ist, die Samen keine Flügelsäume aufweisen, dürfte *Hartia* für eine Zuordnung weniger in Frage kommen. Spätere, genauere Untersuchungen mögen zeigen, ob nicht eine ausgestorbene Gattung vorliegt, die Merkmale beider rezenter Genera vereinigt. Mit der großfrüchtigen Tertiär-Art *Stewartia beckerana* ist unsere Form wegen der andersartigen Samen und der beträchtlichen Größenabweichung keinesfalls identisch.

## Folgerungen

Bei einem Vergleich mit den bisher schon von Knobloch beschriebenen Fruchtfloren der Oberkreide kann ein Teil der Feststellungen dieses Autors bestätigt werden: Die Floren aus der Zeitspanne Ober-Kreide bis Ältest-Tertiär ähneln einander weitgehend, wenigstens soweit es sich um Reste aus Sedimenten in Flyschfazies handelt. So kann es auch nicht verwundern, daß bei einer solchen Ähnlichkeit schon zwischen der Gosau-Fruchtflora von Kössen mit den nur ungefähr gleichalten Floren der mährischen Karpaten eine noch größere besteht zwischen den Florulen aus dem Atmosgraben und dem Mühlberger Graben. Liegen doch beide Fundpunkte nur 7 km in Luftlinie auseinander. Zudem sind sie völlig altersgleich. In diesem Zusammenhang sei besonders auf die gemeinsame Art *Microcarpolithes muehlbergensis*

verwiesen, die bisher eine für die Tiroler Gosau endemische Form darstellt. KNOBLOCH kann auch darin gefolgt werden, daß die gefundenen Reste keine Mangrove-Vegetation belegen. Daß die primäre Ablagerung der Fruktifikationen „in seichten, ufernahen Gewässern" erfolgte wie KNOBLOCH (1970, S. 305) annimmt, kann ebenfalls unwidersprochen bleiben. Für eine sekundäre Verfrachtung — freilich nicht sehr weit — spricht aber, entgegen der Ansicht des Prager Paläobotanikers, nicht nur der Turbidit-Charakter des Sediments, sondern auch der auffallend spärliche palynologische Inhalt, der ursprünglich sicher größer war. Man muß sich jedenfalls vor Augen halten, daß es sich bei dem Sediment um deutlich gradiertes Material handelt, das keinesfalls die gesamte Vegetation widerspiegelt, sondern nur einen durch sedimentologische Faktoren bedingten Ausschnitt. Insofern ist die Aussagekraft der gefundenen Flora beschränkt. Daß diese kritische Einstellung berechtigt ist, zeigen nicht nur die Hunderte von Samen- und Frucht-Resten aus dem London-Clay, sondern auch die wenigen, aber bedeutsamen Groß-Früchte aus dem Alpenrand-Becken des Helvetikums (SCHAFHÄUTL 1863; und unpublizierte Materialien in Privatbesitz).

## 3. Stratigraphie

(H.-H. SCHLEICH)

Die etwa in der Profilmitte liegenden Fruktifikationsvorkommen konnten auf Grund der mikrofaunistisch verwertbaren Hangend- und Liegendserien stratigraphisch recht gut eingestuft werden. Somit ist überhaupt eine erste detaillierte stratigraphische Einstufung dieser Gosaufloren möglich. Dabei konzentriert sich das Vorkommen der fossilen Florula nur auf diese grauen Psammite (Profilabschnitte 10 und 11) bzw. auf deren Schichtflächen oder Schichtlamellen.

So ist anders wie bei den von KNOBLOCH (1977, S. 80) beschriebenen Kreide-Floren bei unserer Flora nun erstmals die Möglichkeit der mikrofaunistischen Alterseinstufung mit Hilfe planktonischer Foraminiferen gegeben. Auch für die Gosau-Flora von Kössen bemerkt KNOBLOCH nur (1975, S. 84): „nach mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. U. FRANZ (München) dürften die samenführenden Lagen schon in das Maastricht zu stellen sein".

Nach IBRAHIM (1976) ergibt sich aus der Faunenzusammensetzung in den sowohl im Hangenden als auch im Liegenden der Sandsteine vorkommenden marinen Sedimente eine Einstufung in die G-Subzone des unteren Maastrichts, mit dem bezeichnenden Erstauftreten von *Globotruncana falsostuarti* als Zonenfossil für Unter-Maastricht. Somit wird für das Gebiet zwischen Inn und Walchsee die von HAGN (1961, S. 170, Anmerkung 9) geäußerte Annahme, daß auch während der höchsten Oberkreide in diesem Bereich Sedimente abgelagert wurden, aufs beste bestätigt.

### Schriftenverzeichnis

CHANDLER, M. E. J. (1961): The Lower Tertiary Floras of Southern England. I. Palaeocene Floras — London Clay Flora (Supplement). — 334 p.; London (British Museum, Natural History).

DIELS, L. (1910): Menispermaceae. — In: A. ENGLER: Das Pflanzenreich 46, 345 S., Weinheim/Bergstraße (J. CRAMER, Nachdruck 1966).

Gessner, D. (1971): Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Unterinntal zwischen Inn und Walchsee (Tirol). — 99 S.; München (unveröffentlichtes Manuskript).
Hagn, H. (1961): Klassische und neue Aufschlüsse mit Faunen der Oberkreide und des Tertiärs in den östlichen Bayerischen Alpen und angrenzenden Gebieten. — Paläont. Z., **35**: 146—170; Stuttgart.
Herm, D. (1977): Zyklische Regressions-Sedimentation und Fossil-Vergesellschaftungen in der Gosau (Santonium) von Brandenberg/Tirol. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **17**: 235—247; München.
Ibrahim, A. H. M. (1976): Biostratigraphische Untersuchungen mit planktonischen Foraminiferen in der Oberkreide des Gosau-Beckens von Eiberg (Tirol). — 170 S.; Inaugural-Dissertation Universität München (Diss. u. Fotodruck Frank OHG).
Knobloch, E. (1964): Neue Pflanzenfunde aus dem südböhmischen Senon. — Jb. Staatl. Mus. Mineral. Geol. Dresden, **1964**: 133—202; Dresden.
Knobloch, E. (1970): Ermöglicht die Paläokarpologie Aussagen zur Genese und Biostratigraphie der jungen Flyschsedimente? — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **10**: 297—308; München.
Knobloch, E. (1971): Fossile Früchte und Samen aus der Flyschzone der mährischen Karpaten. — Sbor. geol. Ved. R. P., **13**: 7—46; Praha.
Knobloch, E. (1974): Eine kleine Oberkreideflora (Früchte und Samen) aus der Gosauformation von Kössen in Tirol. — Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **10**: 19—22; Frankfurt/Main.
Knobloch, E. (1975): Früchte und Samen aus der Gosauformation von Kössen in Österreich. — Vest. Ustr. Ust. geol., **50**: 83—91; Praha.
Knobloch, E. (1977): Paläokarpologische Charakteristik der Flyschzone der mährischen Karpaten. — Sbor. geol. Ved, R. P., **19**: 79—137; Praha.
Mai, D. (1971): Über fossile Lauraceae und Theaceae in Mitteleuropa. — Feddes Repertorium, **82**: 313—341; Berlin.
Mai, D. (1975): Über Früchte und Samen von *Hartia* Dunn (Theaceae). — Wiss. Z. Friedrich-Schiller-Univ. Jena, Math.-Nat. Reihe, **24**: 463—476; Jena.
Melchior, H. (1925): Theaceae. — In: A. Engler u. K. Prantl: Die natürlichen Pflanzenfamilien (2. Aufl.), **21**: 109—154; Leipzig-Berlin (Dunker & Humblot).
Pessagno, E. A. (1967): Upper Cretaceous planktonic Foraminifera from the Western Golf Coastal plain. — Paleontograph. Americ., **5** (37): 242—445; Ithaka.
Schafhäutl, K. E. (1863): Südbayerns Lethaea geognostica. — 487 S.; Leipzig (Leopold Voss).

## Tafelerklärungen

Die in Klammern beigefügten Ziffern sind Inventarnummern der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München. Alle REM-Aufnahmen: H.-H. Schleich.

### Tafel 8

Fig. 1 u. 2: *Stewartia cretacea* nov. spec., Holotypus, (1978 VI 3), × 30
3: *Microcarpolithes hamrensis* Knobloch, (1978 VI 6), × 40
4: *Comptonia octocostata* (Knobloch) Knobloch, (1978 VI 4), × 40
5: *Eurya crassitesta* Knobloch (1978 VI 7), × 40
6: *Microcarpolithes guttaeformis* Knobloch (1978 VI 11), × 60
7: *Drudopollis* sp. (1978 VI 12), Durchlicht-Aufnahme (phot. H. Thiele), × 1000

### Tafel 9

Fig. 1: *Menispermocarpum tirolense* nov. spec., Holotypus (1978 VI 1), × 60
2: *Menispermocarpum tirolense* nov. spec. (1978 VI 2), × 60
3 u. 4: *Hantsia pulchra* (Chandl.) Chandl., (1978 VI 8), Fig. 3: × 80; Fig. 4: × 500 (Ausschnitt aus der Samenwand)
5—7: *Microcarpolithes multicaniculatus* Knobl., (1978 VI 9), Fig. 5 u. 7: × 50; Fig. 6: × 100 (Ausschnitt aus der Samenwand)
8: *Microcarpolithes muehlbergensis* Knobl., (1978 VI 5), × 100

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. 18 143—152 München, 30. 12. 1978

# Revision der Arten von Retinomastixia KIRCHHEIMER aus dem europäischen Tertiär

Von HANS-JOACHIM GREGOR*)

Mit 3 Abbildungen und Tafel 10


## Kurzfassung

Die verschiedenen fossilen Arten der Gattung *Retinomastixia* KIRCHHEIMER werden untersucht, wobei eine englische Form als *R. glandulosa* (CHANDLER) MAI Mskr. vorgestellt und die als *R. schultei* KIRCHH. bekannte Art emendiert wird. Aus letzterer Art wurde ein Teil als *R. oerteli* nov. spec. beschrieben. Stratigraphische Überlegungen werden als Ergänzung gebracht.

## Abstract

The author investigated the different fossil species of the genus *Retinomastixia* KIRCHHEIMER, found in different localities in England, France and especially in Germany. *R. glandulosa* (CHANDLER) MAI Mskr. from England is discussed, and *R. schultei* from Niederpleis and Seussen is taken into emendation. A new species *R. oerteli* nov. spec, is described from many sites in Germany, all of Middle-Miocene age. Stratigraphical reflexions are brought in addition.


## Inhalt


I. Einleitung . . . . . 144
II. Die Gattung *Retinomastixia* KIRCHHEIMER . . . . . 145
II. 1. *Retinomastixia glandulosa* (CHANDLER) MAI Mskr. . . . . 146
II. 2. *Retinomastixia schultei* KIRCHHEIMER emend. . . . . 146
II. 3. *Retinomastixia oerteli* nov. spec. . . . . 147
II. 4. Schlüssel für die fossilen Arten . . . . . 148
III. Stratigraphische Überlegungen . . . . . 148


*) Dr. H.-J. GREGOR, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, Richard-Wagner-Str. 10, 8000 München 2.

# I. Einleitung

Beim Studium fossiler Mastixien fielen bei den mit Retinitkörnern versehenen Exemplaren von *Retinomastixia* einige Punkte auf, die näher zu untersuchen waren. Es konnte sowohl das englische Material von *Mastixia glandulosa* im British Museum (Nat. Hist., London) studiert werden, als auch altes Material von *Retinomastixia schultei* aus Niederpleis im Geologischen Institut der Universität Köln und im Senckenberg-Museum (Frankfurt a. M.). Weiterhin wurden Fossilien der Gattung aus Seussen (Coll. Cotta, Museum für Naturkunde, Paläontologisches Museum, Berlin), aus Wiesa (Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München) und aus Schwandorf (Dissertation H.-J. Gregor, 1975, München) miteinander verglichen. Einige Reste aus den Braunkohlen-Tagebauen der E. D. F. Morcenx (Frankreich) stammen aus eigenen Aufsammlungen. Material aus dem Tagebau Zukunft-West bei Eschweiler wurde dankenswerterweise von J. v. d. Burgh (Rijks-Univ. Utrecht, Lab. f. Palaeobotanie) zur Verfügung gestellt.

Ganz besonders möchte ich die gute Zusammenarbeit mit H. Jähnichen (Museum für Naturkunde, Paläontologisches Museum, Berlin) und F. Holy (Narodni Muzeum, Prag) hervorheben.

Ich möchte weiterhin den im folgenden aufgeführten Kollegen und Institutionen für ihre Hilfe und Bereitstellung des Fossilmaterials meinen herzlichen Dank abstatten. E. Kempf, Geol.-Paläont. Inst. Univ. Köln, W. Jung, Inst. f. Paläontologie u. hist. Geol., München, C. H. Shute, British Museum Nat. Hist., London, H. W. Ball, Brit. Museum Nat. Hist., London, D. H. Mai, Berlin, F. Oertel, Bayer. Braunkohlen-Industrie, Schwandorf (BBI), Patron Riviere, E. D. F. Morcenx, Frankreich, F. Schaarschmidt, Senckenberg-Museum, Frankfurt a. M. und P. Roiron, Univ. Languedoc, Montpellier, Frankreich.

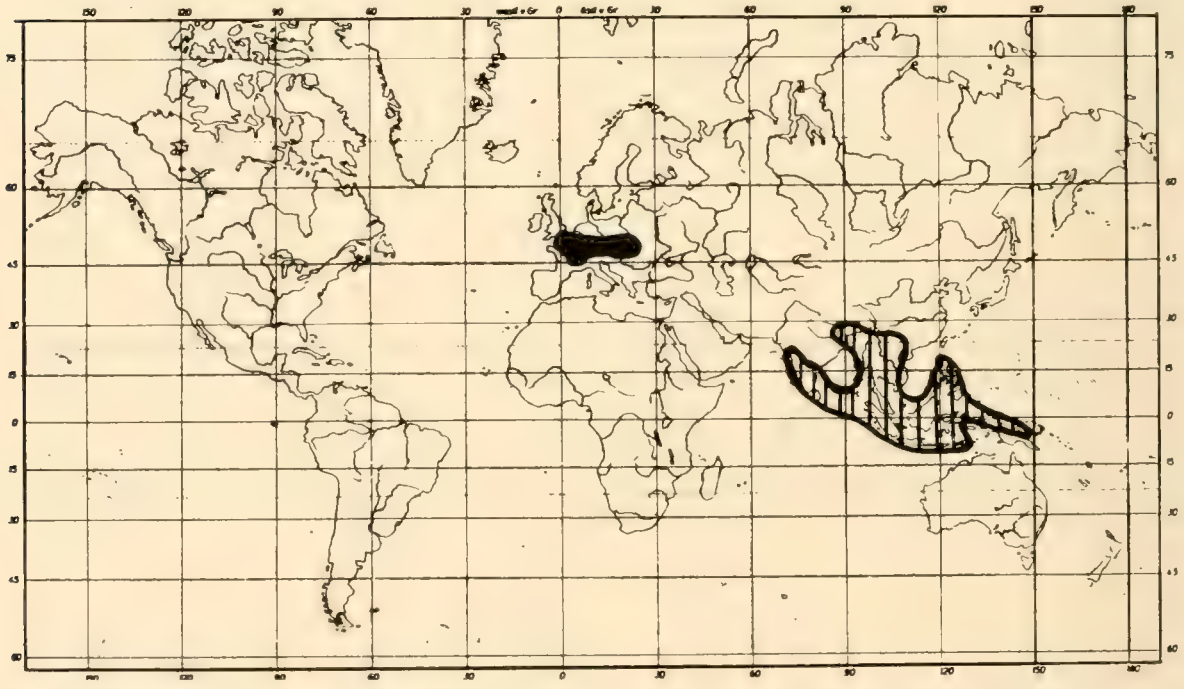


Abb. 1: Weltkarte mit geographischer Verbreitung der rezenten Mastixiaceen (nach Kirchheimer, 1943) — schraffiert — und der fossilen *Retinomastixia*-Arten — schwarz.

## II. Die Gattung Retinomastixia KIRCHHEIMER

Die Endokarpien der fossilen Gattung wurden dem Bau nach mit denen der rezenten Mastixiaceen verglichen, wobei aber deutliche Unterschiede zu bemerken waren. Ich stelle die Zugehörigkeit der Fossilien zu den Mastixien immer noch in Frage, ohne allerdings eine bessere Idee vorlegen zu können (vgl. auch KIRCHHEIMER, 1934, 1936).

Es zeigte sich, daß verschiedene Arten unter der Bezeichnung *Retinomastixia schultei* zusammengefaßt wurden, was einige Verwirrung gebracht hat. Die Gattung ist bereits aus dem Eozän und Oligozän Englands bekannt und ist vermutlich in Mitteleuropa ab dem Mittelmiozän ausgestorben.

Das von SCHULTZ (1962, S. 102) erwähnte Exemplar von *R. schultei* aus Zülpich ist nach eigener Überprüfung ein Same von *Cephalotaxus*.

Weitgehende ökologische und klimatologische Aspekte lassen sich aufgrund fehlender Rezentvergleiche nicht durchführen. Erwähnt sei nur, daß die Familie der Mastixiaceen im tropisch-subtropischen Ostasien verbreitet ist und bis in Höhen von 2200 m NN vorkommt (vgl. KIRCHHEIMER, 1943, S. 2—3).

Abb. 2: Verbreitung der *Retinomastixia*-Arten im Tertiär Europas.
○ = *R. glandulosa* (CHANDLER) MAI Mskr. — Mittel-Eozän bis Ober-Oligozän
△ = *R. schultei* KIRCHHEIMER emend. — Ober-Oligozän bis Unter-Miozän
● = *R. oerteli* nov. spec. — Mittel-Miozän, Florenzone VI

Die Abb. 1 zeigt die bisher bekannten fossilen Vorkommen der Arten von *Retinomastixia* und die rezente Verbreitung der Mastixiaceen, Abb. 2 die Verbreitung der fossilen Arten in Europa (nach KIRCHHEIMER, 1943 und eigenen Daten).

### II. 1. *Retinomastixia glandulosa* (CHANDLER) MAI Mskr.

Basionym und Holotypus: 1961 *Mastixia? glandulosa* CHANDLER, Flora of the Lower Headon Beds of Hampshire and the Isle of Wight, S. 142, 143, Taf. 29, Fig. 119, Inv.-Nr. V 42 187 Brit. Mus. Nat. Hist. London).

Locus typicus und Stratum typicum: Hordle, Hampshire — Lower Headon Bed; Unter-Oligozän.

Synonyme und Nachweise:

1. *Carpolithus* spec. 2 — 1926 CHANDLER, The Upper Eocene Flora of Hordle, Hants., S. 44, Taf. 7, Fig. 12a—d, Textfig. 28 — Hordle, Oligozän.
2. *Mastixia* ? *glandulosa* — Bournemouth, Marine Beds; Mittel-Eozän.
3. *Mastixis* ? *glandulosa* — Highcliff Sands, Cliff End, Mudeford; Ober-Eozän.
4. *Mastixia* ? *glandulosa* — Marine Beds, Southbourne; Mittel-Eozän.
5. *Mastixia* ? *glandulosa* — Lignite above Boscombe Sands; Ober-Eozän.
   2.—5.: 1963 CHANDLER, The Lower Tertiary Floras of Southern England III, S. 124 bis 125, Taf. 20, Fig. 31—39, Textfig. 22.
6. *Retinomastixia glandulosa* nom. nud. — 1970 MAI, Die tertiären Arten von *Trigonobalanus* FORMAN (Fagaceae) in Europa, S. 390, Zeitzer Fluß-Sande im Weißelster-Becken, Obereozän.

Emendierte Diagnose: Fusiformes Endokarp mit longitudinaler externer Grube, entlang welcher das Endokarp aufreißt, normal einfächrig. Fach C-förmig (Querschnitt) bedingt durch eine interne Longitudinalfalte, die mit der externen Grube korrespondiert. Wand mit zahlreichen Harzkörnchen nahe der äußeren meist glatten Oberfläche. Länge des Endokarps 7,75—13,5 mm, Breite 3,5—5,0 mm. Keine dorsale Keimklappe vorhanden.

Bemerkungen: Diese Art hat noch kleinere Früchte bzw. Endokarpien als *R. schultei* und ist ausschließlich auf das Oligozän und Eozän Englands beschränkt. Ihnen fehlt, ebenso wie *R. schultei* eine dorsale Keimklappe, die erst bei der jüngeren *R. oerteli* aufzutreten pflegt.

### II. 2. *Retinomastixia schultei* KIRCHHEIMER emend.

Taf. 10, Fig. 1—6, 12—14

Basionym und Holotypus: 1938 *Retinomastixia schultei* KIRCHHEIMER, Beih. Bot. Centralbl., **58**: 350—352, Taf. 7, Fig. 7, 8, non 9—13.

Locus typicus und Stratum typicum: Niederpleis (Köln); Ober-Oligozän oder Unter-Miozän; Ton.

Lectotypus: Inv.-Nr. F 201 c in Slg. WEYLAND, Geol.-Paläont. Inst. Univ. Köln, vgl. Taf. 10, Fig. 1.

Syntypen: Inv.-Nr. F 201 a, b, d ibidem.
Inv.-Nr. B 12708 Senckenberg-Museum, Frankfurt a. M.

Diagnose: Einfächrige Steinkerne 9—13 × 5—7 mm lang und breit, eiförmig bis länglich, meist beidseitig gerundet, aber z. T. auch basal zugespitzt. Dis-

kus abgesetzt, ca. 2 mm breit, basale Leitbündelnarbe. Glatte Oberfläche mit ca. 12—18 Längsrippen. Keine äußere Furche erkennbar. Keine Keimklappe am Rükken befindlich; Sekretlücken nahe der Innenwandung mit Retinit (honiggelb bis stahlblau) gefüllt. U-förmiges Samenfach.

Synonyme und Nachweise:

1937 a *Retinomastixia schultei* KIRCHHEIMER, nom. nudum, Braunkohle, **51**: 915, Abb. 9 a (non 9 b), Niederpleis, Köln, Ober-Oligozän oder Unter-Miozän.

1957 *Retinomastixia schultei* KIRCHHEIMER, Die Laubgewächse der Braunkohlenzeit, S. 288, 289, Abb. 160 a, non b, Niederpleis, Köln, Ober-Oligozän oder Untermiozän.

*Retinomastixia schultei* KIRCHHEIMER, Coll. COTTA No. 358, 3497, Museum f. Naturkunde, Paläontologisches Museum, Berlin, Klause bei Seussen, Arzberg; Untermiozän ?

*Retinomastixia schultei* KIRCHHEIMER,
Nr. 3496, Museum f. Naturkunde, Paläontologisches Museum, Berlin, Salzhausen bei Nidda in Vogelsberg; (Obermiozän ?); Mittelmiozän.

Bemerkungen: Da die Original-Fotos (in KIRCHHEIMER, 1938) zu unscharf sind, das Original-Material aus Niederpleis verschwunden ist und Dubletten der Art von derselben Fundstelle in Köln liegen, wird ein neuer Lectotypus gewählt, um in Zukunft jeden Irrtum auszuscheiden.

Diese kleinen, glatten, mit ca. 12—18 längslaufenden Rinnen versehenen Endokarpien kommen im (Übergang) Oberoligozän-Untermiozän vor und sind u. a. mit *„Ganitrocera torulosa"* KIRCHHEIMER; *Mastixia pistacina* (UNG.) KIRCHH. (= *M. meyeri* KIRCHHEIMER), *Symplocos pseudogregaria* KIRCHHEIMER und Toddalia spec. vergesellschaftet (nach MAI, 1964 und eigener Überprüfung der Slg. WEYLAND im Geol.-Paläont. Inst. Köln). Auch in den Ablagerungen von Seussen (Arzberg) ist die Art zu finden, ebenso wie in Salzhausen, beide Male in Begleitung von Mastixioideen-Floren (vgl. MAI, 1964, S. 134—136).

### II. 3. *Retinomastixia oerteli* nov. spec.
Taf. 10, Fig. 7—11, 15, 16

Basionym und Holotypus:

1978/79 *Retinomastixia oerteli* GREGOR, Die miozäne Frucht- und Samen-Flora der Oberpfälzer Braunkohle, I. Funde aus den sandigen Zwischenmitteln, Taf., Fig. 1 (im Druck) — Inv. Nr. 1970 X 541

Synonyme und Nachweise: siehe ebendort

Nachweis (neu): Neuer Tagebau der E. D. F. Morcenx - Arjuzanx, Südfrankreich. Sandige Tone — Mittel-Miozän (Inv.-Nr. 1976 VII) (stratigraphische Einstufung nach HUARD & KLINGEBIEL, 1965 und freundlicher Bestätigung durch P. ROIRON, Montpellier, der die Flora bearbeiten wird).

Bemerkungen: Die großfrüchtige Art ist bisher rein auf die Florenzone VI (Mittelmiozän) beschränkt und stellt eine gute Leitart dar. Sie läßt sich in vielen europäischen Kohle- bzw. Ton-Vorkommen nachweisen. Die reiche Komposition der Begleitfloren besteht aus Mastixiaceen, Symplocaceen, Rutaceen, Theaceen u. v. a. Formen subtropischer Bereiche (vgl. GREGOR, 1975 und Palaeontographica, B, 1978—1979, i. Dr. u. i. Vorber.).

Es lassen sich weiterhin drei verschiedene Populationen unterscheiden, die hier als Varietäten genannt werden sollen:

1. var. *infecundas* nov. var. (Taf. 10, Fig. 11): Die 8—12 mm langen Steinkerne finden sich hauptsächlich in Tonen und dürften steril gewesen sein. Holotypus: 1970 X 163.
2. var. *intermedia* nov. var. (Taf. 10, Fig. 10): Die häufigste Form der *R. oerteli* ist 11—25 mm lang, hat gut ausgebildete Retinitkörner, die nahe der inneren Wand liegen und kommt in Tonen und Sanden vor, besonders in Schwandorf (Oder), Wiesa, Turow, Hradek und Eschweiler. Holotypus: 1970 X 559.
3. var. *gigantea* nov. var. (Taf. 10, Fig. 9, 16): Die vorige Variation geht in diese über. Dabei wird die Außenwandung der Steinkerne dicker, die Anzahl der Retinitkörner geht zurück und die Steinkerne werden größer (24—32 mm lang); bisher nur aus Schwandorf (vor allem Tgb. Brückelholz) bekannt. Holotypus: 1970 X 542.

zu 1—3.:

L o c u s t y p i c u s : Tgb. Oder der BBI Schwandorf

S t r a t u m t y p i c u m : Hauptzwischenmittel — Sand; Mittelmiozän, Florenzone VI.

### II. 4. Schlüssel für die fossilen Arten

Im Folgenden werden für die fossilen *Retinomastixia*-Arten morphologische Details herausgesucht, die es ermöglichen, die taxonomische Ansprache zu verbessern.

A: Steinkerne ohne äußere Furche und ohne Keimklappe, aber mit innerer Einfaltung, 7—19 mm lang, mit 12—18 Längsstriemen: *R. schultei* Kirchheimer emend.

B: Steinkerne mit äußerer Furche und innerer Einfaltung

a) Sekretbehälter nahe der Außenwand verteilt, keine Außenrippen, Steinkerne 7,7—13,5 mm lang, ohne Keimklappe:
*R. glandulosa* (Chandler) Mai Mskr.

b) Sekretbehälter nahe der Innenwand verteilt, 8—12 Außenrippen, Steinkerne 8—32 mm lang, mit dorsaler Keimklappe: *R. oerteli* Gregor

1) Steinkerne klein, 8—12 mm lang . . . . var. *infecundus* nov. var. (Typ Frechen, Hofenstetten)
2) Steinkerne mittel, 11—25 mm lang . . . . var. *intermedia* nov. var. (Typ Oder, Wiesa)
3) Steinkerne groß, 20—32 mm lang. . . . . var. *gigantea* nov. var. (Typ Brückelholz)

## III. Stratigraphische Überlegungen

Bisher wurden Reste der Gattung nur in Ablagerungen gefunden, die sicher oder vermutlich alttertiär oder bis maximal mittelmiozän waren. Von mir selbst gefundene Reste in Südfrankreich gehören eindeutig zur Art *R. oerteli* und sind möglicherweise als „obermiozän" anzusprechen. Daß hier ein „Ausweichen" nach Süden nach einer Klimaschwankung vorliegt, ist unwahrscheinlich, da die vergesellschafte-

te Flora einen durchaus mittelmiozän getönten Eindruck macht. Da in Mitteleuropa die Art *R. oerteli* nur in mittelmiozänen (Zone VI) Ablagerungen gefunden wurde, stellt sie bisher eine gute Leitart dar.

Zu den Ablagerungen von Arjuzanx ist noch folgendes zu bemerken: Die genaue Einstufung der Kohlen aus dem Neuen Tagebau ist noch unklar. Nach meinen eigenen Aufsammlungen ist die Komposition der Frucht- und Samen-Flora allochthon mit einem großen Teil autochthonen Materials: *Fagaropsis* nov. sp., *Homalanthus, Carya, Liquidambar, Quercus, Pterocarya, Magnolia, Sapium, Symplocos* und *Alnus, Glyptostrobus, Sparganium.*

Es wird sich demnach also um mittelmiozäne Sedimente handeln, wenn auch weitere Mastixien außer der *Retinomastixia* bisher fehlen (Obermiozän). Dies kann aber auch an der geringen Probennahme liegen. Eine nähere Untersuchung wird P. Roiron (Univ. des Sciences et Techn. du Languedoc, Lab. de Paleobotanique, Montpellier) in einer Dissertation vornehmen und ich danke ihm hiermit für die Freundlichkeit, das Material erwähnen zu dürfen (vgl. auch Huard & Klingebiel, 1965).

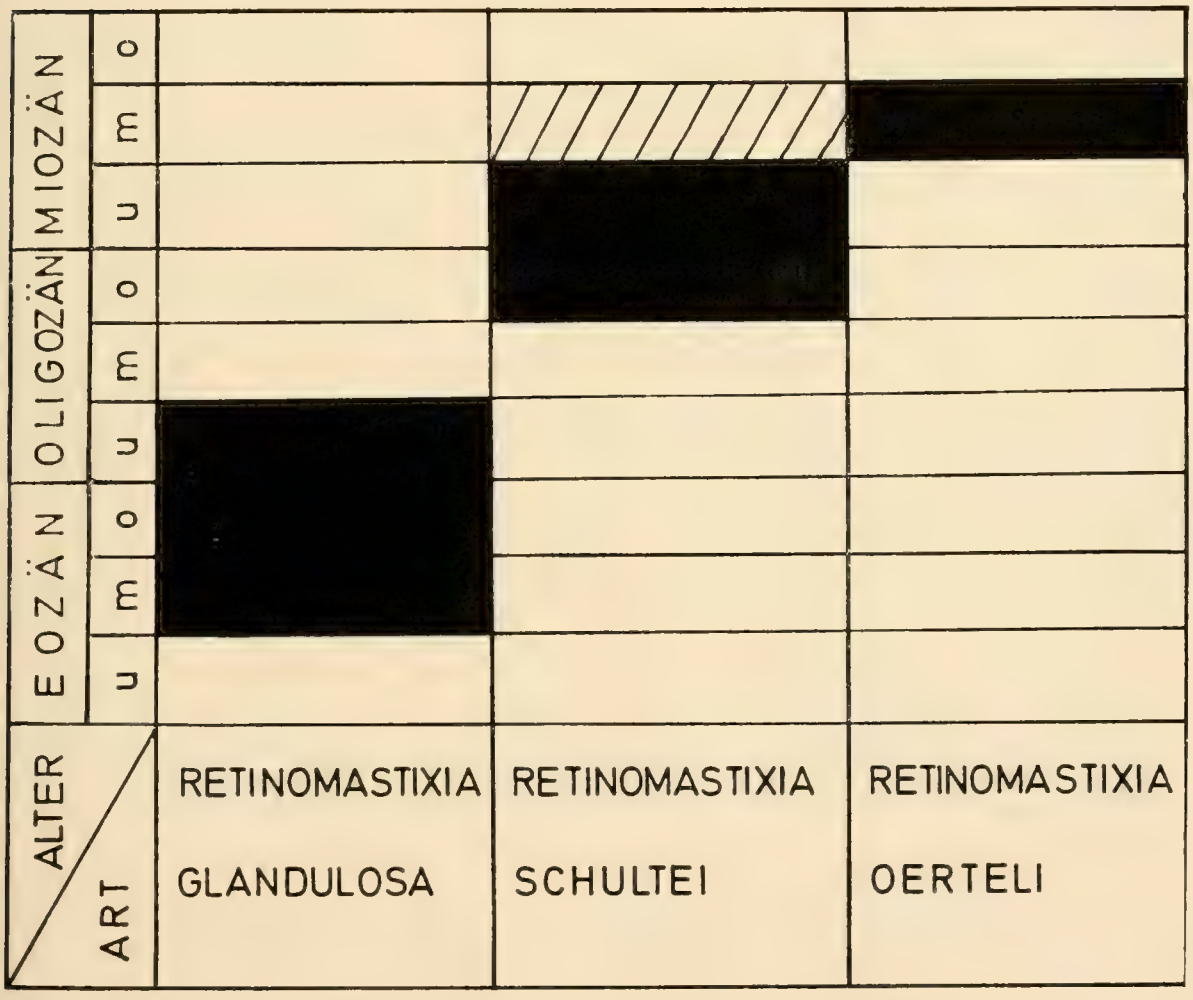



Abb. 3: Stratigraphische Verteilung der verschiedenen *Retinomastixia*-Arten (schwarz = häufiges Vorkommen; schraffiert = seltenes Vorkommen).

*R. schultei* ist aus den Grenzschichten Oligozän-Miozän (Chatt-Burdigal) bekannt geworden und zwar aus Niederpleis (genauer Fundort unbekannt). In Niederpleis sind heute keine Mastixioideen mehr zu finden, allerdings deren Begleitformen. Auch aus dem stratigraphisch (KNOBLOCH, 1971 u. 1973) umstrittenen Florenfundpunkt Seussen ist sie zu vermelden. Die vergesellschaftete Begleitflora letzteren Fundortes ist arktotertiär getönt — allerdings muß man in Betracht ziehen, daß alle Blattfloren ein etwas anderes Bild ergeben als die Frucht- und Samenfloren (vgl. GREGOR 1977, S. 64, 65, 67 und 1978). Ein relativ frühes Alter kann also für diese Art angenommen werden.

Auch die bisher als obermiozän eingestufte Kohle von Salzhausen erbrachte einen Rest von *R. schultei.* Das Vorkommen ist heute als mittelmiozän anzusprechen.

*R. glandulosa* schließlich ist eine sehr alte Form aus dem Alttertiär Englands und ist häufig im unteren Oligozän und im Eozän zu finden.

Die folgende Zusammenstellung ergibt ein übersichtliches Bild über die stratigraphische Verteilung der Art.

## Literaturverzeichnis


BERGER, K. (1944): Aus dem Lausitzer Braunkohlenwald. — 3. Jahresber. Arbeitsgemein. sächs. Botaniker; Dresden.

CHANDLER, M. E. J. (1926): The Upper Eocene Flora of Hordle, Hants., **2**: VII+20 pp., 4 pls., Monogr. Palaeont. Soc. London; London.

CHANDLER, M. E. J. (1961): Flora of the Lower Headon Beds of Hampshire and the Isle of Wight. — Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geol., **5** (5): 91—158, pls. 24—30; London.

CHANDLER, M. E. J. (1963): The Lower Tertiary Floras of Southern England. 3. Flora of the Bournemouth Beds, the Boscombe, and the Highcliff Sands. — Brit. Mus. Nat. Hist., xi + 169 pp., 25 pls.; London.

CZECZOTT, H. & SKIRGIELLO, A. (1975): Dicotyledoneae. — In: The Fossil Flora of Turow near Bogatynia, **II** (4), Prace Muzeum Ziemi, **24**: 25—56, Taf. IV—XI; Warszawa.

GREGOR, H.-J. (1975): Die mittelmiozäne Mastixioideen-Flora aus dem Braunkohlen-Tagebau Oder II bei Wackersdorf (Oberpfalz). — Inaug. Diss. Univ. München, 249 S., 10 Taf., 68 Abb., 15 Tab.; München.

GREGOR, H.-J. (1977): Biostratonomie und Biostratigraphie der Schwandorfer Braunkohlen. — Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **24**: 60—67, 6 Tab., 1 Abb.; Frankfurt a. M..

GREGOR, H.-J. (1978): The leaf- and fruit-floras of the Schwandorf Area (Eastern Bavaria) in ecological and stratigraphical correlation with other Miocene European Browncoal Deposits. — Cour. Forsch. Inst. Senckenberg, **30**: 107—111; Frankfurt a. M.

GREGOR, H.-J. (1978/79): Die miozänen Frucht- und Samen-Floren der Oberpfälzer Braunkohle. I Funde aus den sandigen Zwischenmitteln. — Palaeontographica, B, im Druck.

GREGOR, H.-J. (1979): Die miozänen Frucht- und Samen-Floren der Oberpfälzer Braunkohle. II Funde aus den Kohlen und tonigen Zwischenmitteln. — Palaeontographica, B, in Vorbereitung.

HOLÝ, F. (1974): Neogenni mastitioidni Kvetana svrchnihe slojoveho pasma z lomu Kristina (Hradek n. N.) (The neogene Mastixioideae-Flora from the upper horizons of open mine Kristina (Hradek-Basin). — Paleontologicke oddeleni Narodniho muzéa v Prace, PM. Kveten 1974, 131 S., 21 Taf.; Praha.

HUARD, J. & KLINGEBIEL, A. (1965): Recherches paléobotaniques et sédimentologiques sur les couches à lignite d'Arjuzanx (Landes). — Bull. Soc. Borda, 77—83, 2 Fig.; Bordeaux.

Jung, W. (1972): Neue paläobotanische Untersuchungen in der Braunkohle der Oberpfalz. — Ber. bayer. bot. Ges., München, **43**: 97—108, 2 Abb., 1 Taf.; München.

Jung, W. & Knobloch, E. (1971): Die Braunkohle von Wackersdorf. — Bayer. Braunkohlen-Bergbau, **80**: 1—11; Schwandorf.

Jung, W.; Knobloch, E. & Kvaček, Z. (1971): Makrofloristische Untersuchungen im Braunkohlentertiär der Oberpfalz. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **11**: 223—249, 3 Abb., 1 Taf.; München.

Kirchheimer, F. (1934): Bau und botanische Zugehörigkeit der „Datteln" aus der Braunkohle des Niederrheins und der Lausitz. — Braunkohle, **33**, Halle/Saale.

Kirchheimer, F. (1936): Zur Kenntnis der Früchte rezenter und fossiler Mastixioideen, — Beih. botan. Centralbl. Abt. B, **55**: 275—300, Taf. V—VIII; Dresden.

Kirchheimer, F. (1937 a): Paläobotanische Beiträge zur Kenntnis des Alters deutscher Braunkohlenschichten II. Die braunkohleführenden Tone von Siegburg (Rheinland) und Kamenz (Oberlausitz). — Braunkohle, **51**: 915—919; Halle/Saale.

Kirchheimer, F. (1937 b): Paläobotanische Beiträge zur Kenntnis des Alters deutscher Braunkohlenschichten II. Die braunkohleführenden Tone von Siegburg (Rheinland) und Kamenz (Oberlausitz). — Braunkohle, **52**: 925—931; Halle/Saale.

Kirchheimer, F. (1938): Beiträge zur näheren Kenntnis der Mastixioideen-Flora des deutschen Mittel- und Ober-Oligozäns. — Beih. bot. Centralbl., **LVIII**: 304—375, Taf. III bis VIII, 5 Textabb.; Dresden.

Kirchheimer, F. (1943): Die Mastixioideen in der Flora der Gegenwart. — Braunkohle, **42** (2): 17—19, Abb. A—C.; Braunkohle, **42** (3): 27—30, Abb. D—H; Halle/Saale.

Kirchheimer, F. (1957): Die Laubgewächse der Braunkohlenzeit. — S. 1—672, Taf. 1—55, 1 Karte; (VEB Wilhelm Knapp Verlag), Halle (Saale).

Knobloch, E. (1971): Die tertiäre Flora von Seußen und Pilgramsreuth (Nordbayern). — Erlanger geol. Abh., **87**: 1—26, 4 Taf., 1 Tab., 12 Abb.; Erlangen.

Knobloch, E. (1973): Gedanken zu einigen gemeinsamen Entwicklungstendenzen der Kreide und des Tertiärs der Oberpfalz und in Südböhmen sowie der angrenzenden Gebiete. — Geol. Bl. NO-Bayern, **23** (4): 163—175; Erlangen.

Knobloch, E. & Kvaček, Z. (1976): Miozäne Blätterfloren vom Westrand der Böhmischen Masse. — Rozpr. Ust. Geol., Sv., **42**: 131 S., 40 Taf., 7 Tab., 52 Abb.; Praha.

Mai, D. H. (1964): Die Mastixioideen-Floren im Tertiär der Oberlausitz. — Paläont. Abh., B, **II** (1): 1—192, Taf. I—XVI, 19 Abb., 2 Karten; Berlin.

Mai, D. H. (1970): Die tertiären Arten von *Trigonobalanus* Forman (Fagaceae) in Europa. — Jb. Geol., **3**: 381—409, 1 Abb., 4 Taf.; Berlin.

Schultz, G. (1962): Zur Geologie der Braunkohlen bei Zülpich. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **116** (1): 89—118; Stuttgart.

## Tafelerklärung

### Tafel 10

Fig. 1—6: *Retinomastixia schultei* KIRCHHEIMER emend., Diskus oben; × 3.
1: Steinkern von der Seite; Niederpleis; F 201 a
2: Steinkern von der Seite; Niederpleis; F 201 b
3: Steinkern von der Seite; Niederpleis; F 201 c, Lectotypus
4: Steinkern von der Seite; Niederpleis; F 201 d
5: Steinkern von der Seite; Niederpleis; Cotta 3497
6: Steinkern von oben; Niederpleis; B 12708

Fig. 7—11: *Retinomastixia oerteli* nov. spec., Diskus oben; × 3.
7: Steinkern mit Exokarp; var. *intermedia* nov. var.; Oder II, BBI; 1970 X 164
8: Steinkern von der Seite; Holotypus; var. *gigantea* nov. var.; Oder II, BBI; 1970 X 541
9: Steinkern von unten; var. *gigantea* nov. var.; Oder II, BBI; 1970 X 542
10: Steinkern mit geöffnetem Fach; var. *intermedia* nov. var.; Ober II, BBI; 1970 X 559
11: Steinkern aufgebrochen; var. *infecundus* nov. var.; Tgb. Frechen, Rhld.; Liegendsand vom Hauptflöz; F 255

Fig. 12—14: *Retinomastixia schultei* (KIRCHHEIMER) emend.
12: Steinkern aus Salzhausen; × 3; Nr. 3496
13: Querschnitt eines Steinkerns; Niederpleis (Köln); × 10; B 12708 b
14: Querschnitt eines Steinkerns; Salzhausen; × 10; Nr. 3496

Fig. 15—16: *Retinomastixia oerteli* nov. spec.
15: Querschnitt eines Steinkerns; var. *intermedia* nov. var.; Oder II, BBI; 1970 X 793; × 10
16: Querschnitt eines Steinkerns; var. *gigantea* nov. var.; Oder II, BBI; 1970 X 542; × 5

Das Alter von *R. schultei* ist Oberoligozän-Untermiozän, das von *R. oerteli* Mittelmiozän. Inventarnummern: 1970 X: Bayer. Staatssammlg. Paläont. hist. Geol. München; F: Geol. Paläont. Inst. Köln; B: Senckenberg-Museum, Frankfurt a. M.; Cotta Nr.: Museum f. Naturkunde, Paläont. Museum, Berlin.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. 18 153—166 München, 30. 12. 1978

# Abu Ballas Formation (Tithonian/Berriasian; Southwestern Desert, Egypt) a significant lithostratigraphic unit of the former 'Nubian Series'

By K. Werner Barthel and Ronald Boettcher*)

With 6 text figures and plates 11—12

Abstract

E. Klitzsch recently succeeded in subdividing the socalled 'Nubian Series'. One of these rock units is a very striking claystone, averaging 25 to 30 ms in thickness. It can be traced over several hundered kms. Bottom and cover consist of white to purplish sandstones with root horizons. — The claystone mostly yields *Lingula* in the lower part of the section while *Neomiodon*-like pelecypods, *Corbula*, and others are frequent near midsection. Rare echinoderm remains scales and skull bones of the holostean fish *Pholidophorus* also come from this level. Toward the top the claystones hold numerous plants e. g. *Hausmannia*, *Weichselia* and 40 ms above the formation *Araucaria*, *Brachyphyllum*, *Frenelopsis* and *Stiehleria* (?). The former are accompanied by the isopod *Archaeoniscus* and insects. Ichnofossils are found throughout the section. — An environmental shift from terrestrial to marine and back to terrestrial is evidenced in depositional history. Fauna and flora are closely comparable to those of the European Purbeckian. Accordingly Abu Ballas Formation is thought to be of Late Jurassic/Early Cretaceous (Late Tithonian/Berriasian) age.

Kurzfassung

Die bisher ungegliederte sog. „Nubische Serie" der Südwestlichen Wüste Ägyptens konnte jetzt durch E. Klitzsch grob unterteilt werden. Eine durchschnittlich 25—30 m mächtige rote und grüne Tonsteinfolge, die über mehrere hundert km verfolgbar ist, wird hier als Abu Ballas Formation bezeichnet. Die Formation liegt zwischen weißlichen und violetten Sandsteinen mit Wurzelhorizonten. — In den Tonsteinen finden sich unten vor allem *Lingula*, gegen die Mitte *Neomiodon*-artige Muscheln, sowie *Corbula*. Aus diesem Bereich stammen auch seltene Funde von Echinodermen-Resten und Schuppen des Holosteers *Pholidophorus*. Die höheren

*) Prof. Dr. K. W. Barthel, Dipl.-Geol. R. Boettcher; Institut für Geologie und Paläontologie der Techn. Univ. Berlin, Hardenbergstr. 42, D-1000 Berlin 12.

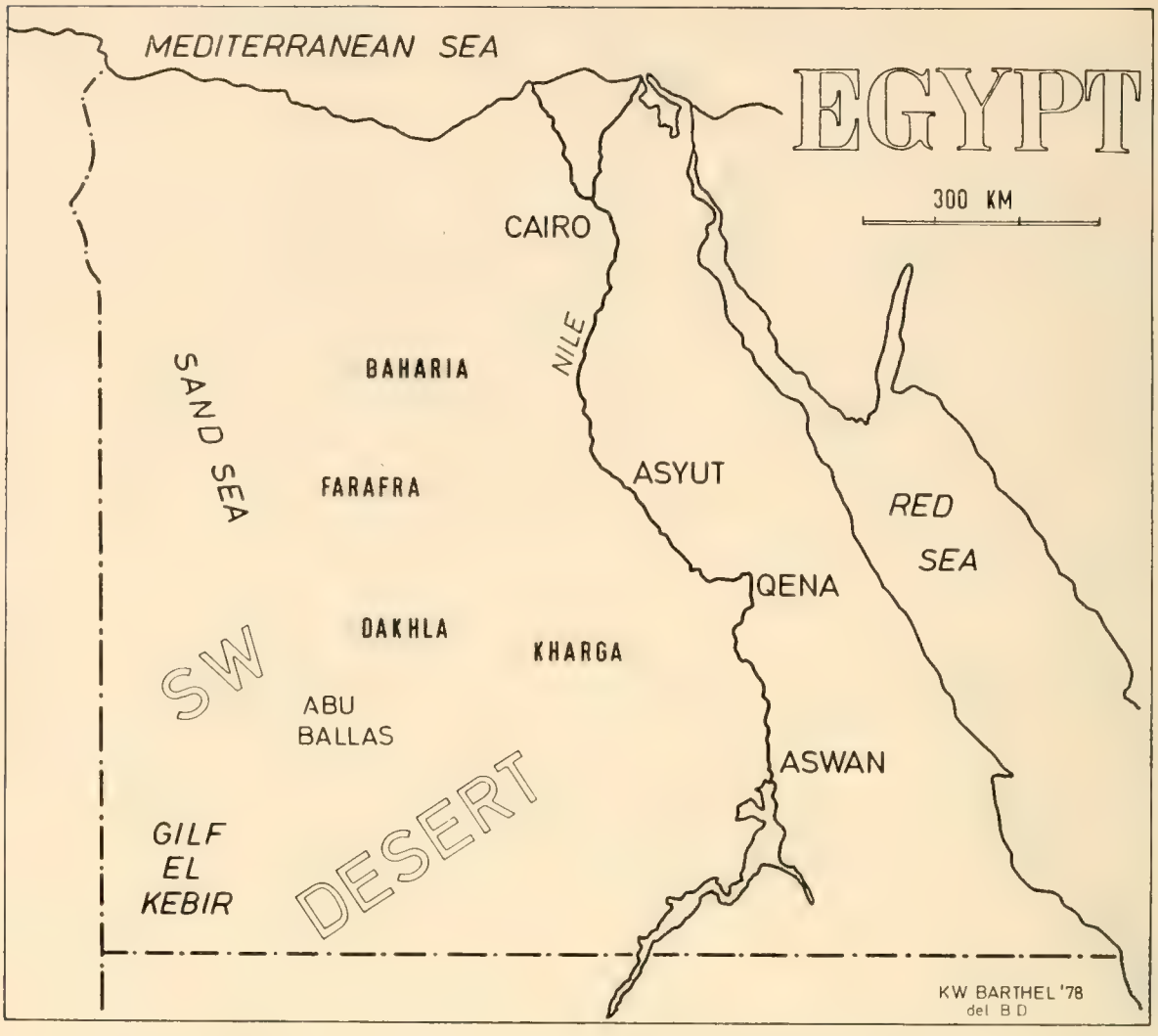



Fig. 1: Outline of major geographic features in the area of investigations.

Lagen liefern zahlreiche Pflanzenreste wie *Hausmannia* und *Weichselia* und ca. 40 m über der Formation *Stiehleria (?) Araucaria, Brachyphyllum* und *Frenelopsis.* In den obersten Tonen kommen auch Insekten und der Isopode *Archaeoniscus* vor. Ichnofossilien sind im ganzen Profil häufig. Diese Lebewelt kann zeitlich wie faziell mit dem europäischen Purbeck verglichen werden. Die Sedimente der Abu Ballas Formation wurden demnach um die Wende Jura/Kreide, spät im Tithon oder im Berrias gebildet.

## Introduction

The extensive sandstone series of the Southwestern Desert of Egypt (text-fig. 1) have resisted stratigraphic subdivision for almost a centennium (Pomeyrol 1968, Klitzsch 1978). Limited research in isolated areas fostered the term "Nubian Sandstone" for these seemingly uniform deposits. A recent gridlike field survey permitted to separate several rock units (Klitzsch 1978). Text-fig. 2 and the following 'petit' paragraph outline the lithostratigraphy recognized.

This brief listing gives names, authors, general lithology, and coordinates of reference areas, in that sequence.

"Quseir" Formation; Youssef 1957; also known as Variegated Shales (Said 1962, p. 130); up to 100 ms. "Quseir" Formation has been put in quotation marks because correlation with the reference area near the Red Sea is still tentative.

Taref Formation; Awad & Ghobrial 1966; also known as Taref Sandstone; few ms to more than 100 ms.

Kharga Formation; new; Klitzsch herein; claystones alternating with sandstones, both rich in plant remains, hence Klitzsch's field term 'Plant Beds'; up to 200 ms; reference area in foothills below Abu Tartur phosphate mine, about 45 kms W of Kharga; longit. 29°37′ E, latit. 25°21′ N).

Sabaya Formation; new; Klitzsch herein; rosé to whitish sandstones with some soil horizons and occasional plant remains; Klitzsch's field term 'Desert Rose Sandstone' was based on locally frequent gypsum rosettes which, however, occur also in sandstones below and abbove Sabaya Formation; several 100 ms thick; reference area about 90 kms W of Kharga on the road to Dakhla at Gebel Qulû el Sabaya, (longit. 29°43′ E, latit. 25°14′ N).

Abu Ballas Formation; new; Barthel & Boettcher herein; claystone, for description see below; Klitsch's field term: *Lingula* shales; named after cliffs near Abu Ballas, about 300 kms SW of Kharga; reference area location see below.

Six Hills Formation; new; Klitzsch herein; sandstones with soil horizons; several 100 ms; Klitzsch's field term: 'Basal Clastics'. Reference area Six Hills about 200 kms SW of Kharga; (longit. 29°14′E, latit. 24°21′N).

Gilf el Kebir Formation; Klitzsch 1978, original term; sandstones and siltstones intercalating toward the E with Six Hills, Abu Ballas, and Sabaya Formations; up to several 100 ms; reference area: W side of Gilf el Kebir, (longit. 25°51′E, latit. 23°2′N).

With the lithostratigraphy essentially standing (text-fig. 3), there still remains the problem of a more precise biostratigraphic levelling.

The formation most likely to yield good stratigraphical and paleontological evidence, therefore, was given preference by the authors. We here present the first results. A monographic treatment by Boettcher will follow later.

We are dealing with a formation that consists almost entirely of claystone. Its thickness is approximately 30 ms. Exposures are found along the scarps between the Abu Tartur and the Gilf el Kebir plateaus. Further outcrops have been located in the desert S and E of these scarps (text-fig. 4). Sections are best accessible and almost completely exposed in the scarps near Abu Ballas. Accordingly we here name the new rock unit Abu Ballas Formation with a reference site at longit. 27°33′ E and latit. 24°18′ N.

## Outline of lithology of Abu Ballas Formation

As indicated, Abu Ballas Formation essentially consists of claystone. The dominant colors of the sediment are red and pale green. To a lesser degree purple, gray, and ochre colored clays occur also and locally may prevail in parts of some sections.

Thin seams of siltstone and silty ironstone frequently are intercalated in the claystone sequence. Usually but millimeters in thickness, they may reach up to 10 centimeters. Thick seams easily weather out and residual slabs then cover exten-

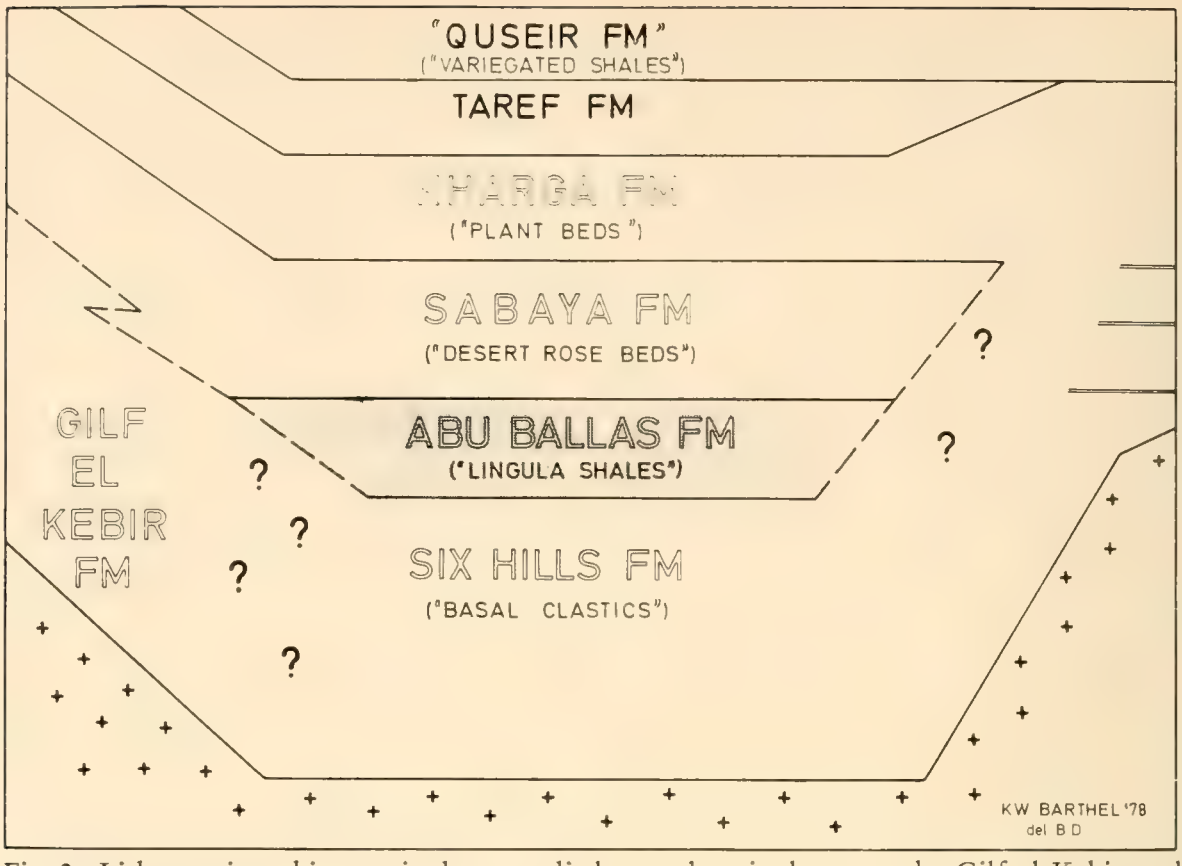



Fig. 2: Lithostratigraphic terminology applied to rock units between the Gilf el Kebir and the Kharga Oases. For a briefing on the new formations see p. 154.

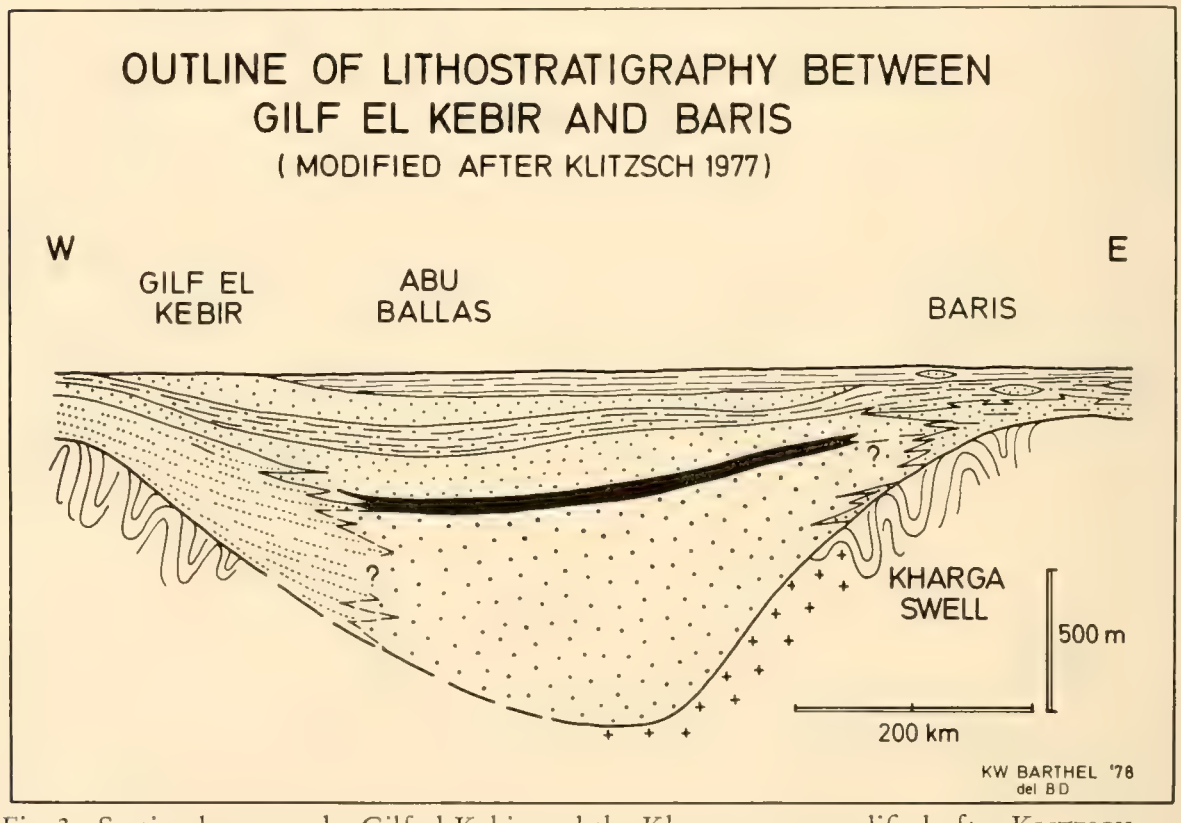



Fig. 3: Section between the Gilf el Kebir and the Kharga oases modified after KLITZSCH. — Abu Ballas Formation shaded. Vertical scale greatly exaggerated: maximum thickness of sedimentary cover in center of depression approximately 1500 ms.

sive surface areas. Slab fields are good indicators for Abu Ballas Formation sites. Surfaces of slabs often abound with imprints and cores of invertebrate fossils. Some of the more persistent siltstone seams are associated wih small phosphatic pebbles and occasional vertebrate remains. Other seams indicate local high salinity by primary intra-sedimentary gypsum crystals.

The top bed of Abu Ballas Formation is very striking in appearance. 50—100 cms of closely packed siltstone seams, rippled and laminated, show considerable bioturbation which occasionally nearly obscures original beddig structures. The top bed is encountered all over the area of distribution with the only exceptions to be mentioned below. A hard red seam, thought to be fossil soil crust, terminates the top bed.

River channels cut into Abu Ballas Formation are restricted to a region in the NE according to present knowledge (text-fig. 5). Some of them are overlain by the top bed and thus are intra-Abu-Ballas features. In other instances, however, the channel fills uninteruptedly grade into the capping formation. The fills exhibit a variety of sediments, e. g.:

1. Occasional sandstone channels, in gray claystones with numerous remains of various ferns in Sabaya Basin W (longit. 29°43′ E, latit. 25°12′N)
2. Claystones, intergrading with narrow parallel sandstone channels and seams of moderately to fine grained conglomerates that hold phosphatic components including rare vertebrate remains, near Plant Hill (longit. 29°41′E, latit. 25°5′ N). Inintermittent sandstone fills are transitional to the formation above in that area.

The almost ubiquitous presence of the top bed and its final crust suggests an abrupt and contemporaneous stop of clay deposition.

Above and below Abu Ballas Formation whitish to purplish sand- and siltstones with root horizons are present throughout, except where river sediments grade into the capping formation.

Laterally Abu Ballas Formation is interfingering with standstones of the Gilf el Kebir Formation in the SW. The pinch-out in the NE and E, except for the area around longit. 30°5′ E, latit. 24°25′ N, is still unknown.

## Fossil content

Abu Ballas Formation is generally rich in fossils which are in most cases concentrated at certain levels. Determination of these fossils, however, poses some problems because nearly all carbonate and carbonaceous materials have been destroyed in the course of diagenesis. In addition, crushing and distortion becomes a major handicap with fossils preserved in claystones. Continued research thus may bring about some changes in the floral and faunal lists presented below but this will certainly not upset the general conclusion reached here.

### a. Plant fossils

Plant debris can be found in most parts of the sections but good specimens have been extracted only from levels near the top (text-fig. 5). These horizons were probably deposited in freshwater or slightly brackish waters.

Among the plant remains identified so far are ferns like *Hausmannia* and

*Weichselia* (pl. 12, figs. 2, 3), and frequent elongate parallelveined leaves possibly belonging to the enigmatic genus *Stiehleria* (= *Algacites*[?]). Furthermore these beds hold numerous fruits (pl. 12, fig. 4) of unknown provenience.

Plant parts initially thought to belong to *Nathorstiana* or a related form, on closer inspection show side rootlets. Hence *Nathorstiana* is ruled out. The remains probably are fragments of rhizomes belonging to a monocotyledonous water plant (pl. 12, fig. 6).

Since the investigations runnig strengthen the above findings, we apparently are dealing with a Neocomian flora as described from Nothern Germany (MÄGDEFRAU 1968). Our interpretation of the paleoenvironment, though, is differing. While originally these plants were thought to have grown on dunes, we believe they must have lived near river channels mouthing into a wadden area. The climate presumably was hot and seasonal.

In an intra-Abu-Ballas river channel in Sabaya Basin W (text-fig. 5; near the Dakhla-Kharga road) we discovered fragments of crushed stems and leaves of tree-ferns. This is the only locality where some carbonaceous matter has been preserved.

About 40 ms above Abu Ballas Formation, Sabaya Formation yielded a "Solnhofen" flora in several places: *Araucaria, Brachyphyllum* (pl. 12, figs. 1, 5; W. Jung 1974), and *Frenelopsis*. Here again we encounter the elongate leaves mentioned.

At another locality (Plant Hill, longit. 29°41′ E, latit. 25°5′ N) channelled sandstone just a few ms above the top bed yielded an angiosperm flora with leaves of the Potomac type.

b. Invertebrate fossils

Numerous bedding planes in Abu Ballas claystones are covered with invertebrate fossils in various states of deformation. Uncrushed specimens in form of semi-cores are abundant on the surfaces of siltstone intercalations. Only fossils possessing chitino-phosphatic hard parts have their shells more or less well preserved.

Microfossils:

Excluding tiny molluscs, none have been preserved.

Brachiopoda:

*Lingula* sp. (pl. 12, fig. 10) is the only representative of the group. Shells of this inarticulate are distributed almost throughout the section but are fairly abundant in the lower half only.

Lamellibranchiata:

Palaeotaxodonta:

*Nuculana* sp. (pl. 11, fig. 3) is occasionally found with other bivalves in midparts of sections.

---

Fig. 5: Simplified sections of Abu Ballas Formation between the Abu Ballas area and the Kharga-Dakhla road, about 100 kms W of Kharga. Average thickness 25—30 ms. — Capping and underlying sandstones stippled; river channels white; major plant occurences indicated by "leaf" sign.

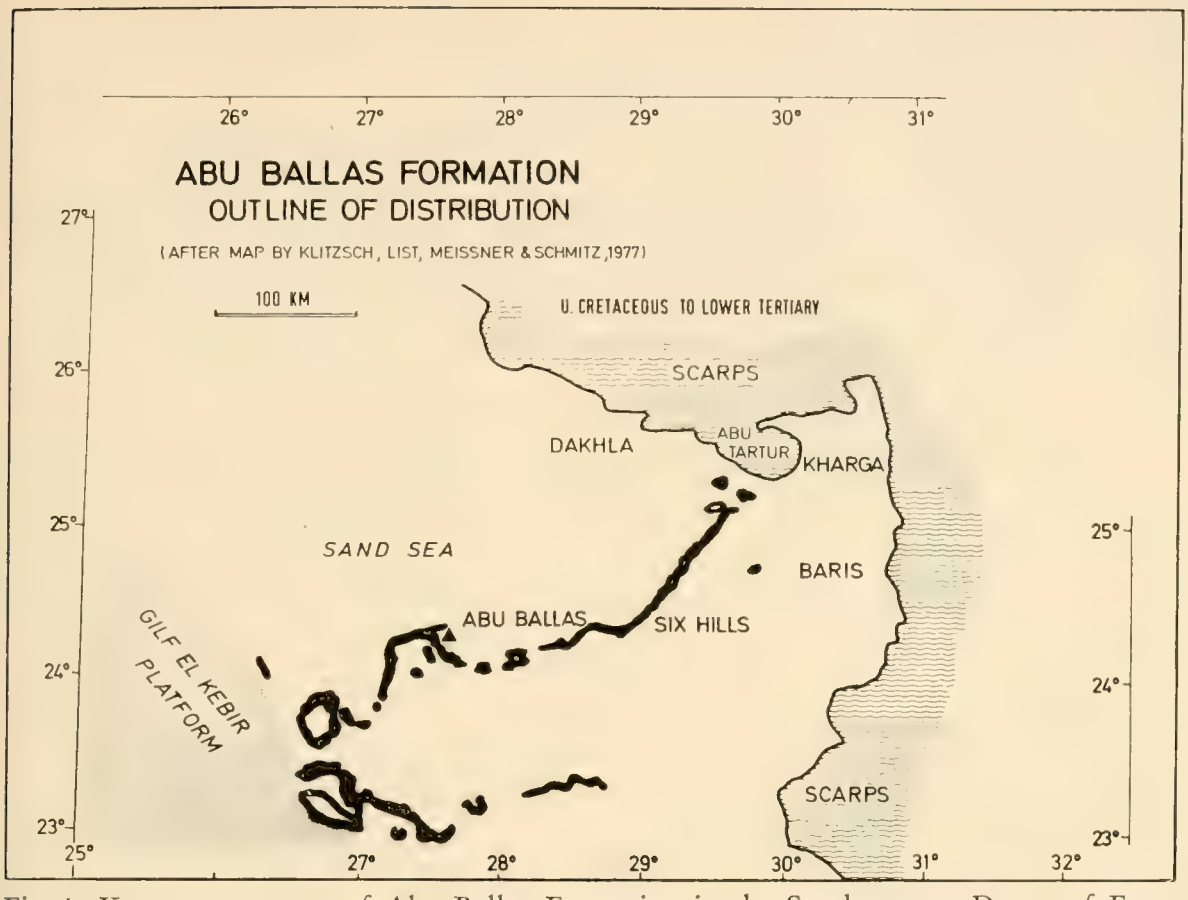
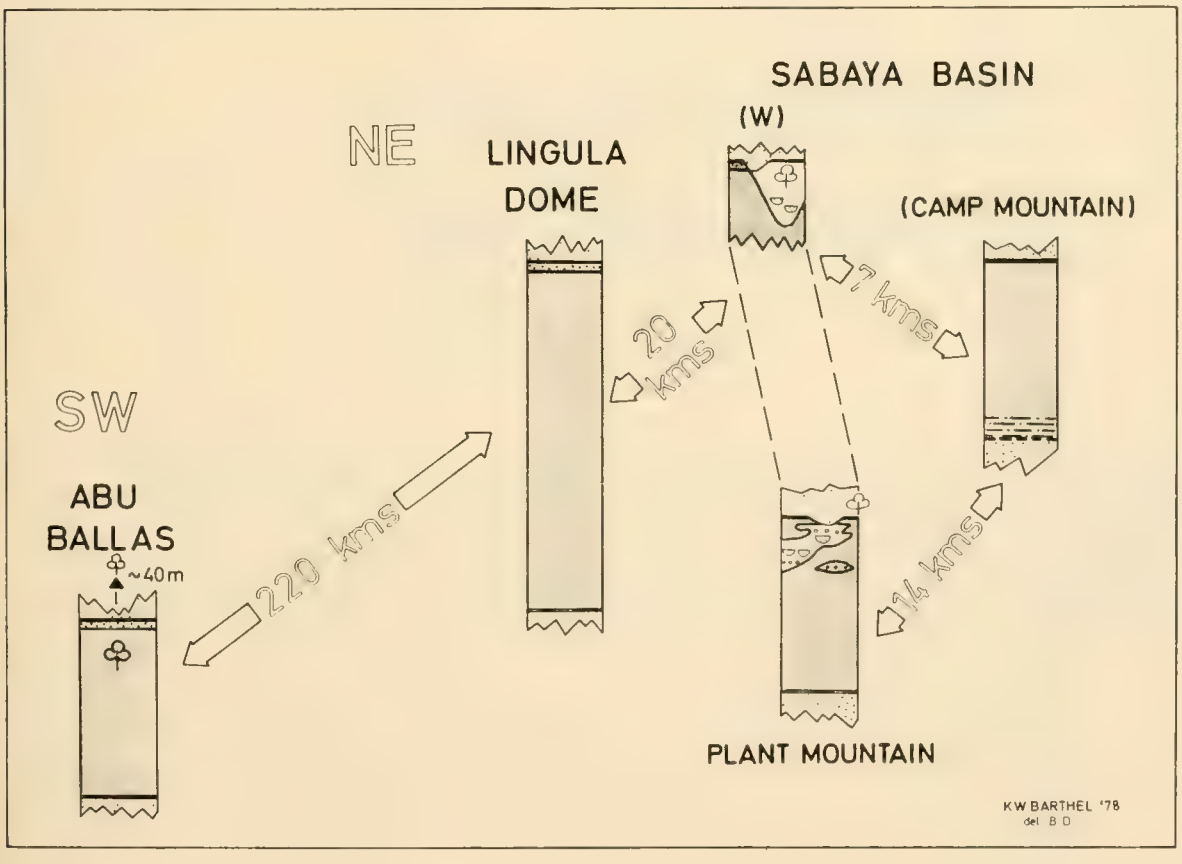



Fig. 4: Known exposures of Abu Ballas Formation in the Southwestern Desert of Egypt after KLITZSCH et al. (1977, unpublished).



Pteriomorphia:

*Grammatodon* sp., rare, in claystone.

*Bositra*(?) sp., so far from claystones only.

*Ostrea* (s. l.) sp., small specimens, on siltstone and claystone, not very frequent.

Palaeoheterodonta:

*Unio*(?) sp., a single specimen from intermediate claystone levels may be attributed to this or a closely related genus.

Heterodonta:

*Protocardia* sp., fairly rare

*Astarte* sp., fairly rare

*Eomiodon* sp., fairly rare

*Neomiodon*(?) sp. (pl. 11, figs. 7, 10). Most of the bivalves on siltstone surfaces probably belong to this genus, well known from the European Purbeckian.

*Corbula* sp., moderately abundant on siltstones. Numerous in the European Purbeckian.

Gastropoda:

At least three smallsized genera have been discerned (cf. pl. 11, fig. 6).

Arthropoda:

All from the plant bearing upper claystone levels.

Crustacea:

Decapoda(?) indet., abdominal segment; a single specimen.

*Archaeoniscus brodiei* Milne-Edwards, Isopoda, fairly abundant (pl. 12, fig. 13).

Insecta:

Coleoptera indet., elytra, rare (pl. 12, fig. 8).

Heteroptera(?) indet., single specimen (pl. 12, figs. 11 a, b)

Echinodermata:

Rare on siltstone surfaces, signalling a marine peak low in midsection.

Asterozoa:

*Asteriacites* sp., an imprint (pl. 11, fig. 9)

Echinoidea:

coronal fragments, generically as yet undetermined (pl. 12, fig. 9)

c. Vertebrate fossils

Teeth, scales, vertebrae and skull plates are occasionally found on midsection siltstone slabs.

---

Fig. 6: Simplified reference section (left column), stratigraphic distribution of important fossils (represented by symbols, middle), and assumed environmental conditions (right column) near Abu Ballas. — Stippling in left columnn indicates topping sandstone; top of claystone with symbols for burrowing; shadings represent different colors of claystone, from top to bottom: purple, ochre, pale — green and red in repeated sequences, and at the bottom ochre, gray, and red. Thickness of section 25 ms.

ABU BALLAS
SECTION I
25
20
15
ms
10
5
terrestrial
fluviatile
intertidal
?
freshwater
freshwater
?
brackish
to
marine
marine
with brackish
to hypersaline
intercalations
in places
brackish
terrestrial
SALINITY
KW BARTHEL 1978
del. BD.

*Pholidophorus* ex gr. *granulatus* EGERTON, scales and a skull roof, very similar in size and surface morphology to the British Purbeckian species (pl. 12 figs. 7 a, b)

d. Trace fossils

They are abundant and have their maximum development in siltstones, in the claystone below the top bed, and in the top bed itself.

Marks:

Scratch- and impact marks caused by transport of shells sometimes cover siltstone surfaces.

Trails, tracks, and other ichnia:

Worms and other animals were roving over the surfaces, leaving countless trails in rippled siltstones throughout the sections. Best specimens, however, are collected from the top bed of Abu Ballas Formation. Zig-zag trails like *Belorhaphe* (pl. 11, fig. 1) and arthropod tracks (pl. 11, fig. 2) have been observed sporadically. The cubichnium of a starfish, *Asteriacites* (see above) is very scarce.

Burrows:

Small burrows of the *Chondrites* (pl. 11, fig. 8) type and simple tubes are richly represented on many of the siltstone intercalations. *Gyrochorte* (pl. 11, fig. 4) supposedly caused by an arthropod, is found between siltstone beds.

Burrows of the callianassid type (shaft diameter about 1 cm) are restricted to the top bed and the claystone immediately below.

All trace fossils registered point to a shallow marine environment with occasional intertidal and freshwater phases (see text-fig. 6, right side). Except for the apparent absence of tidal channels the sediments of Abu Ballas rather resemble those of a wadden area.

## The age

Since preservational and environmental conditions have been too adverse for presence or conservation of index fossils such as ammonites, ostracods, and pollen, we must rely on general floral and faunal aspects for age determination of Abu Ballas Formation.

Until now dating of the "Nubian Series" of the Southwestern Desert was entirely dependent on various plant species indicating ages from Uppermost Triassic to Mid-Cretaceous (see A NICOL-LÉJAL in KLITZSCH 1978).

If we consider the most striking plant genera recovered during our field trips, as mentioned above, we find the range of

*Hausmannia:* Jurassic to Lower Cretaceous

*Weichselia* (incl. *Paradoxopteris):* Lower Cretaceous

*Araucaria* extending from Upper Jurassic to Recent

*Brachyphyllum* extending from Upper Jurassic to late Lower Cretaceous. *B.* has also been recorded from Lower Cretaceous beds of Africa (MÄGDEFRAU 1968).

*Frenelopsis* known from the Lower Cretaceous only.

*Stiehleria:* Hauterivian to Barremian of N Germany; "*Algacites*" from the Tithonian.

Averaging these ranges, an early Lower Cretaceous age for Abu Ballas and lower Sabaya Formations is considered acceptable.

The general faunal picture given above (text-fig. 6) is closely comparable to that of the European Purbeckian. The Purbeckian is a lithostratigraphic unit, straddling the Jurassic/Cretaceous boundary. In the reference area (Swanage, S Great Britain) the lower Purbeck beds are included in the Tithonian whereas middle and upper Purbeck beds represent the Berriasian.

Among the fossils from Abu Ballas Formation two genera deserve special interest as both are readily identifiable and both occur in Europe as well as in Northern Africa:

1. The discovery of numerous specimens of the isopod *Archaeoniscus brodiei* (p. 160) in levels near the top of Abu Ballas Formation was most surprising. This genus is rather trilobite-like in appearance and, at present, has been registered only from the British Lower to Middle Purbeckian and the NW German Serpulite. Thus, a corresponding age for the Egyptian form, i. e. late Upper Jurassic to early Lower Cretaceous, is assumed.

The trilobite-like shape of *Archaeoniscus* initiates associations with some fossils reported from between the crystalline rocks and the Cenomanian series in the well Baharia 1. On grounds of 'trilobite fragments' and *Lingula* (Said 1962, 84, 302) these basal sediments are thought to be Cambrian. Such deposits, however, seem to be rather isolated in that area. Now, if we assume the 'trilobite fragments' to be remains of *Archaeoniscus*, the presence of *Lingula* would match equally well, but the age would be that of Abu Ballas Formation. This suggestion forwarded by Barthel will be checked on as soon as we have located the depository of the Baharia specimens.

2. The scales and the skull roof of the holostean *Pholidophorus* ex gr. *granulatus* again link Abu Ballas Formation with the British Middle Purbeckian where these fishes occur in fairly complete specimens.

Evaluating flora and fauna of Abu Ballas Formation as age indicators we do not hesitate to time its origin with the Jurassic/Cretaceous transition. Further studies and additional fossils may possibly shift the age somewhat, but not significantly, in either way.

## The environmental conditions

The distribution of Abu Ballas claystones shown in text-fig. 4 suggests a large embayment that extended between the Gilf el Kebir and the Kharga oases ("Kharga swell"; text-fig. 3). From the underlaying and the capping sandstones a general south to north direction of sediment transport has been determined (Harms 1977).

Preliminary studies of sediments and fossils lead us to assume estuarine conditions for the embayment area. The situation must have been rather similar to that of the European Purbeckian, except for a negligible carbonate deposition. Consequently, we have to reckon with changes in salinity, occasional freshening and local exposure. An initial brackish stage is indicated by a high count of *Lingula* specimens and few other faunal elements. From trace fossils and sediments we also can derive that the marine realm was shallow and resembling to a wadden sea.

The uniform thickness (text-figs. 3, 5) of Abu Ballas Formation over such vast an expanse must have been due to a very low relief. Start and termination of sedimentation were rather abrupt events.

Finegrained sediments document sluggish rivers, filling channels which had been cut into the estuarine deposits during late Abu Ballas time. Numerous remains of tree ferns (*Weichselia* leaves and long stems of the *Paradoxopteris* type) and other plants are preserved in the river beds. This indicates a lush growth of vegetation along the small steams.

Toward the end of clay deposition an increase of plant fossils suggests increasing freshwater influence. Co-occurence *of Archaeoniscus* (cf. HAACK, 1918; 1921) seems contradictory but this isopod possibly was able to stand strong salinity changes. On the other hand, under the environmental conditions prevailing, freshwater and saline ponds might have existed side by side. Mixing should have occurred frequently during floods and tides.

After another short marine interlude, during the deposition of the Abu Ballas top bed, sedimentation swung back to the terrestrial realm. The white sand- and siltstones covering the formation contain root horizons, silicified trees, and plants that grew on an enormous alluvial plain in a climate of seasonal rainfall. The inverse sequence is observed at the base of Abu Ballas Formation. In areas of tectonic disturbance the basal white and purplish sandstones are easily mistaken for those on top.

In the lower and middle part of the "Nubian Series" the Abu Ballas claystone is the most significant and consistent Formation. It also marks the most conspicuous marine ingression. Minor marine ingressions occured throughout the series.

## Acknowledgements

These studies are part of a program sponsored by the Deutsche Forschungsgemeinschaft in co-operation with the Egyptian Academy of Sciences, Cairo.

We wish to thank Dr. E. KLITZSCH for his permanent advice and help, for liberally giving access to results still unpublished.

For constant aid while in Egypt we are greatly obliged to Dr. EL SHAZLY and his team. In the field Dr. A. A. B. SALMAN and M. M. L. EL RAKAIBI (M. Sc.) proved to be excellent team-mates. Dr. R. SAID was kind enough to give us his full support. Dr. C. SQUYRES of Delta Continental Oil Company (Cairo office) and his men, especially Drs. A. B. BEALL and C. PROCTOR, also provided ample support to our venture.

In addition, we are indebted to H. BISEWSKI, Drs. R. FÖRSTER (Munich), W. JUNG (Munich), H. KALLENBACH, F. LIST, to H. SCHMITZ and U. THORWEIHE for either procuring complementary field data or other assistance.

The skill of our car mechanic J. SCHMID was indispensable for safe field operations.

Miss B. DUNKER did the line drawings, B. KLEEBERG prepared the photographs.

## References


Arkell, W. J. (1947): The Geology of the Country around Weymouth, Swanage, Corfe & Lulworth. — 386 pp., 84 figs., 19 pls.; London.

Awad, G. H. & Ghobrial, M. G. (1966): Zonal stratigraphy of the Kharga Oasis. — Egypt. Geol. Surv., Paper, **34**: 77 pp., 12 figs., 12 pls., 6 tabs.; Cairo.

Barthel, K. W. (1969): Die obertithonische, regressive Flachwasserphase der Neuburger Folge in Bayern. — Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abh., N. F., **142**: 174 pp., 39 figs., 14 pls.; München.

El Shazly, E. M., Abdel Hady, M. A., El Kassas, I. A., Salman, A. B., El Amin, H., El Shazly, M. M. & Abdel Megid, A. A. (1976): Geology of Kharga — Dakhla Oases Area, Western Desert, Egypt, from Landsat — 1 Satelite Images. — Remot. Sens. Ctr., Acad. Sci. Res. Technol., 41 pp., 29 figs.; Cairo.

Haack, W. (1933): Zur Verbreitung des Asselkrebses *Archaeoniscus brodiei* M. Edw. im Serpulit des Teutoburger Waldes. — Z. deutsch. Geol. Ges., **85** (3): 229—234; Berlin.

Harms, J. C. (1977): Nubian Sandstone. — Rep. Denver Research Comp. Marathon, Proj. No. 6153 01411, 82 pp.

Jung, W. (1974): Die Konifere *Brachyphyllum nepos* Saporta aus den Solnhofener Plattenkalken (unteres Untertithon), ein Halophyt. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **14**: 3—9; München.

Klitzsch, E. (1978): Geologische Bearbeitung Südwest-Ägyptens. — Geol. Rundsch., **67** (2): 509—520; Stuttgart.

Mägdefrau, K. (1968): Paläobiologie der Pflanzen. — 549 pp., 395 figs.; Stuttgart (Fischer).

Pomeyrol, R. (1968): Nubian Sandstone. — AAPG Bull., **52**: 589—600; Tulsa.

Said, R. (1962): The Geology of Egypt. — 377 pp., 71 figs., 10 pls., 17 tabs.; Amsterdam (Elsevier).

## Tafelerklärungen

### Plate 11

Fig. 1: *Belorhaphe* on siltstone. Scarp about 170 kms E of Gilf el Kebir
Fig. 2: Arthropod tracks on siltstone, presumably of *Archaeoniscus*. Lingula Dome N.
Fig. 3: Siltstone with microripples and *Nuculana*. Camp Hill, about 100 kms W of Kharga.
Fig. 4: Oscillation ripples in siltstone with *Gyrochorte* trails. Sabaya Basin W.
Fig. 5: *Lingula* coquina, siltstone. Abu Ballas. Bar = 10 mms.
Fig. 6: Gastropod debris in mineralized siltstone. Gilf el Kebir E. Bar = 1 mm.
Fig. 7: Omission surface paved with *Neomiodon* (?) valves. Claystone. 10 kms E of Lingula Dome.
Fig. 8: *Chondrites* burrows in siltstone. Abu Ballas.
Fig. 9: *Asteriacites* in siltstone. Abu Ballas. Bar = 5 mms.
Fig. 10: *Neomiodon* (?). Claystone. Abu Ballas. Bar = 5 mms.

All specimens are from Abu Ballas Formation.
Depository: Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., Munich, N°. 1978 XIII.

### Plate 12

Fig. 1: *Araucaria* in sandstone; silicone cast, whitened. Abu Ballas. Bar = 10 mms.
Fig. 2: *Hausmannia*, a dipteridacean fern. Claystone. Abu Ballas. Bar = 10 mms.
Fig. 3: *Weichselia*, fragment of leaf. Claystone fill of river channel. Sabaya Basin W. Bar = 10 mms.
Fig. 4: Fruits of unknown provenience, Claystone. Abu Ballas.
Fig. 5: *Brachyphyllum*, silicone cast, whitened. Sandstone. Abu Ballas. Bar = 10 mms.
Fig. 6: Rhizome fragment of (monocotyledonous ?) aquatic plant. Claystone. Abu Ballas. Bar = 10 mms.
Fig. 7: *Pholidophorus ex gr. granulatus* Egerton. a: skull roof, Lingula Dome N; bar 10 mms. b: scale, Abu Ballas. Bar = 2 mms.
Fig. 8: Elytra of a beetle. Claystone. Abu Ballas. Bar = 1 mm.
Fig. 9: Coronal fragment of an echinoid. Plate boundaries largely obliterated by phosphoritic (?) vernier. Sandstone with bioclasts. Lingula Dome N. Bar 1 mm.
Fig. 10: *Lingula* sp. Claystone. Abu Ballas. Bar 10 mms.
Fig. 11: Heteropteran (?) insect. a, b: slab and counter-slab. Claystone. Abu Ballas. Bar = 2 mms.
Fig. 12: Abdominal segment of a decapod (?). Claystone. Abu Ballas. Bar = 1 mm.
Fig. 13: *Archaeoniscus brodiei* Milne-Edwards. Claystone. Abu Ballas. Bar = 5 mms.

Specimens of figs. 1 and 5 from Sabaya Formation, about 40 ms above the Abu Ballas claystones. All others from Abu Ballas Formation.
Depository: Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., Munich, N°. 1978 XIII.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. 18 167—235 München, 30. 12. 1978

# Die älteste Molasse im Chiemgau / östliches Oberbayern (Katzenloch-Schichten, Priabon)

Von Herbert Hagn*)

Herrn Prof. Dr. K. Lemcke zum 65. Geburtstag gewidmet

Mit 5 Abbildungen und Tafeln 13—16

## Kurzfassung

Die Katzenloch-Schichten werden als neues Schichtglied des bayerischen Alpenvorlandes beschrieben. Ihre Typlokalität liegt an einer neuen Forststraße im Oberlauf des Katzenloch-Grabens SE Siegsdorf (NE-Fuß des Sulzbergs). Sie setzen mit feinkonglomeratischen Fossilschuttkalken ein. Darüber folgen plattige Feinsandkalke und -mergel. Den Abschluß bilden Mergel und Tonmergel. Die Korngröße nimmt daher vom Liegenden zum Hangenden ab.

Die neue Schichtfolge wurde mit Hilfe von *Nummulites* cf. *fabianii* (Prever), Globorotalien der Gruppe der *Gl. (Turborotalia) cerroazulensis* (Cole) und des Nannoplanktons in das mittlere Priabon eingestuft. Die Katzenloch-Schichten sind den jüngsten Stockletten eingeschaltet. Sie führen karbonatische, seltener kieselige Geröllchen der Trias und des Jura. Dolomit herrscht gegenüber Kalk entscheidend vor. Ihre Heimat ist das Kalkalpin. Nannoplankton aus dem Neokom weist auf umgelagerte Aptychenschichten hin. Allochthone Faunenelemente aus Oberkreide und Alttertiär, insbesondere litorale Foraminiferen und Bryozoen des tieferen Priabons (Typus Oberaudorf), wurden ebenfalls aus dem Süden zugeführt.

Die Katzenloch-Schichten bilden den jüngsten Abschnitt eines Profils, das mit Schwarzerz (Kressenberger Schichten partim) beginnt. Sie gehören damit dem Südhelvetikum an. Das Profil wird auf allen Seiten von ultrahelvetischen Schichten ummantelt. Gesteine der Buntmergelserie (Oberkreide und Alttertiär) spielen hierbei eine wesentliche Rolle. Das Profil des Katzenlochs tritt daher als tektonisches Fenster in Erscheinung.

Die Sedimente der Katzenloch-Schichten weisen einen flyschartigen Charakter auf. An ihrer Entstehung waren Suspensionsströme (turbidity currents) maßgeblich beteiligt. Die Einschichtung der allochthonen Gemengteile erfolgte in einem Tiefseetrog. Die Katzenloch-Schichten leiten demnach eine neue Art der Sedimentation im Südhelvetikum ein.

*) Prof. Dr. H. Hagn, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, Richard-Wagner-Str. 10, 8000 München 2.

Durch das Auftreten von kalkalpinem Schutt sind die Katzenloch-Schichten als echte Molasse ausgewiesen. Sie stehen daher mit dem Orogen im Süden in enger Verbindung. Sie stellen ferner eine Beziehung zur Subalpinen Molasse (Deutenhausener Schichten) her. Auch die Schönecker Fischschiefer lassen sich gut in das paläogeographische Bild einordnen. Die Katzenloch-Schichten repräsentieren damit die älteste bisher bekannte Molasse. Ihr Ursprung liegt im Südhelvetikum; im Hinblick auf ihre faziellen Merkmale kann man sie mit Trümpy (1962) und Lemcke (1973) als „Flyschmolasse" bezeichnen. Sie entstammt einem Trog, dessen Achse vom Priabon an stetig nach Norden gewandert ist.

Abschließend wird die Frage aufgeworfen, wann die Flyschzone von den Kalkalpen tektonisch überwältigt wurde.


## Abstract

A new member of the sedimentary sequence in the alpine foredeep is described: The Katzenloch formation. The locus typicus is located on the new forestery road in the higher part of the Katzenloch creek SE of Siegsdorf (NE slope of the Sulzberg). Lithologically, the basal Katzenloch fm. consists of finegrained conglomeratic carbonate debris which is overlain by platy finegrained sandy limestones and marls. The top is formed by marls and marly shales. The grain size decreases from the base to the top (upward fining).

The new member was identified stratigraphically by *Nummulites* cf. *fabianii* (Prever), Globorotalias of the *Gl. (Turborotalia) cerroazulensis* (Cole) group and by its nannoplankton as being Middle Priabonian. The Katzenloch fm. is intercalated in the younger Stockletten. It carries carbonatic, rarely siliceous small pebbles and subrounded grains of Triassic and Jurassic origin. Dolomite by far predominates the limestone. Their origin is inferred to be the Alpine Limestone belt. Reworked nannoplankton of Neocomian age indicates the origin from the Aptychen beds. Other allochthoneous elements of the fauna from Upper Cretaceous and Lower Tertiary, especially litoral foraminifera and bryozoa of the Lower Priabonian (Oberaudorf type), were also added from the south.

The Katzenloch fm. forms the uppermost part of a section which starts with the Schwarzerz (Kressenberg sequence partim). It therefore belongs to the South Helveticum. The section is surrounded on all sides by Ultrahelvetic rocks. An essential part is played by rocks of the Buntmergelserie (Upper Cretaceous and Lower Tertiary). The section of the Katzenloch forms a tectonic window.

Sedimentologically the Katzenloch fm. exhibits a Flysch-like character. Its origin was largely controlled by suspension (turbidity) currents. The deposition of the allochthoneous particles took place in deep water. The Katzenloch fm. starts a new type of sedimentation in the South Helveticum basin.

The Katzenloch fm. is a genuine member of the Alpine Molasse as evidenced by the occurrence of alpine limestone debris. Its close relation to the Alpine orogene in the south is clearly shown. There are furthermore relations to the early Subalpine Molasse (e. g. Deutenhausener fm.). The Schönecker fish shales also fit well into the paleogeographic situation.

The Katzenloch fm. represents the oldest Molasse so far known; its origin is inferred to have been in the South Helveticum. Considering its facial character it can be called „Flyschmolasse" (Trümpy 1962, Lemcke 1973). It was deposited in

a basin, the axis of which gradually moved to the North beginning in the Priabonian.

Finally the problem is discussed, at which age the Alpine Flysch zone was tectonically overthrusted by the Limestone Alps.

Inhalt


A. Vorwort . . . . . 169
B. Problemstellung . . . . . 171
C. Die Katzenloch-Schichten und ihre geologische Umrahmung . . . . . 177
1. Erläuterung einiger wichtiger Begriffe . . . . . 177
a. Adelholzener Fazieszone . . . . . 178
b. Eisenärzter Fazieszone . . . . . 180
c. Kressenberger Fazieszone . . . . . 181
d. Sandnock-Zone . . . . . 181
e. Zur Fortsetzung der helvetischen Zone nach Österreich . . . . . 182
f. Zur Faziesgliederung des Helvetikums in Österreich . . . . . 182
g. Nordultrahelvetikum . . . . . 183
h. Südultrahelvetikum . . . . . 184
i. Zur Selbständigkeit des Ultrahelvetikums in Oberbayern . . . . . 185
2. Das südhelvetische Profil des Katzenlochs . . . . . 186
a. Schwarzerz-Schichten s. l. . . . . 186
b. Nebengestein . . . . . 189
c. Stockletten . . . . . 191
d. Katzenloch-Schichten . . . . . 193
3. Benachbarte Aufschlüsse . . . . . 202
a. Forststraße im Norden des Katzenlochs . . . . . 202
b. Galon-Graben . . . . . 204
c. Katzenloch-Graben . . . . . 207
d. Forststraße im Süden des Katzenlochs . . . . . 208
e. Moos-Graben . . . . . 210
4. Benachbarte Gebiete . . . . . 215
D. Deutung und Folgerungen . . . . . 217
1. Die tektonische Gesamtsituation . . . . . 217
2. Die paläogeographische Stellung der Katzenloch-Schichten . . . . . 218
3. Schönecker Fischschiefer und Deutenhausener Schichten . . . . . 222
4. Beziehungen zur inneralpinen Molasse . . . . . 224
5. Die Rolle der Flyschzone im Alttertiär . . . . . 226
Schriftenverzeichnis . . . . . 228


## A. Vorwort

Im Jahre 1977 wurde am Nordostfuß des Sulzbergs SE Siegsdorf eine Forststraße angelegt, welche von der Blaserhütte zum Galon-Graben führt. Durch diese Arbeiten entstanden einige neue Aufschlüsse, die am 15. 6. 1977 und am 25. 7. 1977 begangen und beprobt wurden. Mit Hilfe eines Baggers konnte am 21. 10. 1977 unterhalb des Katzenlochs, ca. 700 m WSW Hachau (Abb. 1), ein noch nicht beschriebenes Schichtglied des bayerischen Alpenvorlandes erschürft werden, das hiermit unter dem Namen K a t z e n l o c h - S c h i c h t e n in das Schrifttum eingeführt

wird. Die eingehende Bearbeitung dieser Ablagerungen machte eine Reihe weiterer Besuche im Gelände notwendig, um alle Spuren zu sichern. Es erwies sich ferner als unumgänglich, die Begehungen auch auf die umliegenden Gräben auszudehnen, da es galt, die Umrahmung der Katzenloch-Schichten durch andere paläogeographisch-tektonische Einheiten zu erfassen und somit ihre Stellung im Profil festzulegen. Diese Exkursionen wurden am 30. 10. 1977, 19. 3. 1978, 9. 4. 1978, 20. 4. 1978, 28. bis 29. 4. 1978 und 27. 5. 1978 durchgeführt.

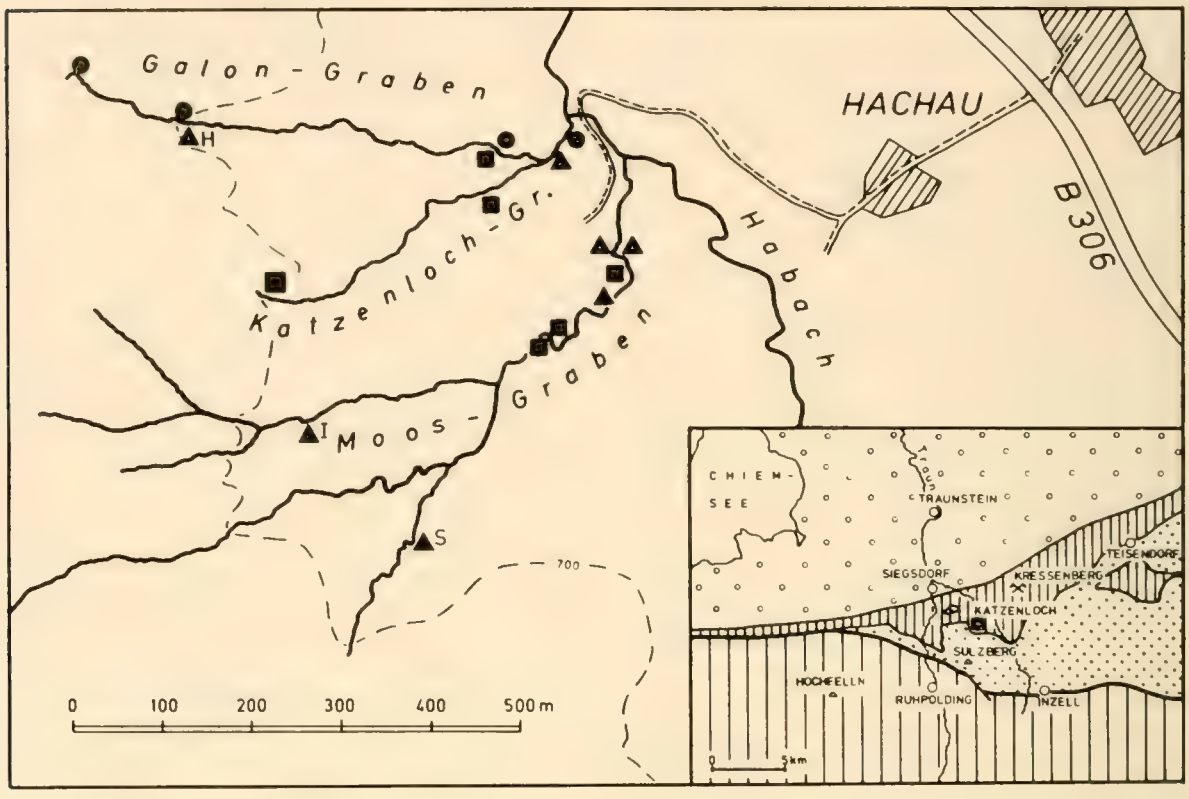



Abb. 1: Topographische Skizze des engeren Untersuchungsgebietes. Quadrate: Katzenloch-Schichten. Punkte: Schönecker Fischschiefer. Dreiecke: Buntmergelserie s. l. H: Fundstelle von Hantkeninen. I: Fundstelle von Inoceramen. S: Lage der Serpentinitblöcke. Es wurden nicht alle Vorkommen von Buntmergelserie eingetragen. Bezüglich der Tektonik s. S. 217. — Die Vorlage für die Geologische Übersichtsskizze stammt aus Freimoser (1972, Beilage 1 a).

Das Belegmaterial zur vorliegenden Arbeit umfaßt an die 100 Schlämmproben und etwas mehr als 150 Dünnschliffe. Hinzu kommt ein umfangreiches Vergleichsmaterial aus benachbarten Gebieten. Sämtliche Objekte werden in der Mikropaläontologischen Abteilung der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München aufbewahrt.

Die Entdeckung der Fundstelle der Katzenloch-Schichten ist der Aufmerksamkeit der Herren H. Will und J. Wührl, beide München, zu verdanken. Herr Forstdirektor F. Sieber, Siegsdorf, förderte die Aufschlußarbeiten durch den Einsatz eines Baggers. Für dieses große Entgegenkommen gebührt ihm der herzlichste Dank. Desgleichen zeigte sich Herr Forstamtmann M. Scherm, ebenfalls Siegsdorf, den Wünschen der Geologen gegenüber immer aufgeschlossen und verständnisvoll.

Am Gelingen der vorliegenden Arbeit ist Herr J. Wührl wesentlich beteiligt. Er begleitete den Verfasser wiederholt ins Gelände und half bei der Bergung von Belegstücken und bei der Entnahme von Gesteinsproben. Darüber hinaus sammelte er zahlreiche Vergleichsproben auf Blatt Teisendorf in eigener Regie auf. Sein reges Interesse und seine stete Hilfsbereitschaft seien hier dankbar vermerkt.

Herr Prof. Dr. E. Martini, Frankfurt a. M., untersuchte zahlreiche Mergelproben auf Nannoplankton und stellte seine Ergebnisse bereitwilligst zur Verfügung. Auch Herr Dr. H. Stradner, Wien, lieferte Angaben über die Nannofloren der Katzenloch-Schichten und ihrer Begleitgesteine. Herr Prof. Dr. J. Loeschke, Tübingen, berichtete ferner über die Untersuchung eines Serpentinit-Vorkommens im S des Katzenlochs, während Frau Dr. I. Draxler, Wien, den Fund von Hystrichosphaerideen in sandigen Mergeln der Katzenloch-Schichten mitteilte. Allen Genannten sei für ihre Mühe verbindlichst gedankt.

Für Diskussionsbeiträge ist der Verfasser insbesondere Herrn Doz. Dr. E. Ott zu Dank verpflichtet. Als weitere Gesprächspartner seien die Herren Dr. H. Bögel, Dipl.-Geol. R. Ebel, Dr. R. Förster, Dr. H. Gall, Prof. Dr. W.-D. Grimm, Dr. L. Happel, Prof. Dr. D. Herm, Dr. H. Risch, Dr. F. Traub und Dr. K. Weddige, alle München, dankbar angeführt. Bei einer gemeinsamen Begehung am 28. 4. 1978 wurden die Ergebnisse ferner mit den Herren Dr. K. H. A. Gohrbandt, S. Prey, H. Stradner, alle Wien, und Dr. R. Vogeltanz, Salzburg, diskutiert.

Vergleichsmaterial aus Bohrungen durch die Vorlandmolasse steuerte Herr Dr. M. Brockert, Hamburg, bei. Herr Dr. J. H. Ziegler, München, überließ dem Verfasser die Bohrung Kressenberg VII zur Auswertung. Herr Prof. Dr. A. v. Hillebrandt, Berlin, kam der Bitte um einen Vergleichsschliff aus dem Eozän des Reichenhaller Beckens nach. Auch hierfür herzlichen Dank!

Die Zeichnungen fertigte Herr Dr. K. Weddige mit viel Geschick an. Die photographischen Arbeiten wurden von Herrn F. Höck besorgt. Die Anfertigung von Dünnschliffen lag wie immer in den bewährten Händen von Herrn H. Mertel, der auch mehrfach im Gelände mitwirkte. Die Schlämmarbeiten wurden weitgehend von Herrn G. Fuchs durchgeführt. Beim Aufsammeln von Proben am 21. 10. 1977 war Herr cand. geol. B. Kästle behilflich. Auch diesen Helfern sei herzlich gedankt.

Nicht zuletzt schuldet der Verfasser seiner lieben Frau Dank, die verständnisvoll auf so manches gemeinsame Wochenende verzichtete.

## B. Problemstellung

Das engere Untersuchungsgebiet wurde schon sehr früh im Schrifttum erwähnt (Flurl 1792, S. 195). Anlaß hierzu bot ein Vorkommen sedimentärer Eisenerze im Oberlauf des Katzenloch-Grabens, das durch einen Schurfstollen („Katzenloch") aufgeschlossen wurde. Der Versuchsbau scheint im ausgehenden 18. Jahrhundert angelegt worden zu sein, denn Flurl (1806, Anmerkung auf S. 100) schrieb: „Erst neulich hat man auch am Sulzberge, im sogenannten Gallon . . . Eisensteinlager entdecket" (vorgetragen im Jahre 1803). Eine wirtschaftliche Bedeutung scheint dieses Flöz indes nie besessen zu haben. So findet man bereits bei Gümbel (1861, S. 645)

die Bemerkung: „ein uralter, längst vergessener Bergbau". In der Erzmonographie ZIEGLER's (1975, S. 249) wurde dieses Vorkommen gleichfalls „zu den ältesten Bergbauen dieses Reviers" gezählt.

Fast alle Fundortangaben lauten „Gallon" oder „Galon". Lediglich REIS (1896, S. 42, 44) sprach vom „Katzenloch Bau" bzw. vom „Katzenloch-Flötz". Nach FLURL (1806, S. 80) lagen die benachbarten Gruben Fürstenzeche und St. Daniel am Riedl hingegen auf der östlichen Seite der Roten Traun.

Es sei schon jetzt festgehalten, daß das Katzenloch-Flöz für die späteren paläogeographischen Überlegungen von größter Bedeutung sein wird.

Die ersten Begehungen im Raum SE Siegsdorf führte der thüringische Schulmann EMMRICH (1851, S. 12, 15) durch, der seine Sommerfrische wiederholt im Chiemgau verbrachte. Er erwähnte insbesondere die Lokalität Molberting (N des Katzenlochs) und das Maurer-Flöz (E der Roten Traun). Auf Anregung v. ZITTEL's nahm BÖHM (1891, S. 23, 25—26) die ersten Profile auf; sein Hauptaugenmerk war freilich auf die Kreide und ihre Fossilien gerichtet. Im Jahre 1896 teilte REIS (1896, S. 44, 107, Abb. auf S. 106), damals Assistent am Kgl. Oberbergamt zu München, das Ergebnis seiner eingehenden Untersuchung dieses Gebietes mit. Seine zwar nicht immer leicht lesbare, aber inhaltsschwere Abhandlung bildet auch heute noch die Grundlage für die Faziesgliederung des helvetischen und ultrahelvetischen Ablagerungsraumes (vgl. hierzu das Referat von PHILIPPI 1898, S. 453 usf.). Sie stellt einen Markstein in der Geschichte der Erforschung des bayerischen Alpenvorlandes dar. Seine geologische Karte erschien bereits 1895. Auch in einer ergänzenden Arbeit (REIS 1898 a, Profiltaf. 1, Fig. 3) fand der NE-Fuß des Sulzbergs Berücksichtigung.

Jahrzehnte später wurde das Gebiet von NOWAK (1911, S. 58 usf.) und BODEN (1930, S. 383) reambuliert. SCHMIDT-THOMÉ (1939) widmete sich vor allem der Erforschung des Flysches. Mikropaläontologische Untersuchungen führten den Verfasser (HAGN 1960, Fußn. 56 a auf S. 80—83; Fußn. 75 a auf S. 111) hingegen in den Unterlauf des Katzenloch- und Galon-Grabens, in späteren Jahren beliebte Exkursionsziele (HAGN 1961, S. 154—156, Abb. 6). Kleinere Beiträge sind außerdem in den Arbeiten von HAGN & HÖLZL (1952, S. 19), HAGN (1955 b, Taf. 40, Bild 1) und CICHA, HAGN & MARTINI (1971, S. 287, 290) enthalten. Bei der Zusammenschau des Alttertiärs der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes (HAGN 1967) spielte das Untersuchungsgebiet ferner eine nicht geringe Rolle.

FREIMOSER (1972), ein Schüler SCHMIDT-THOMÉ's, befaßte sich erneut mit Schichtfolgen, Faziesentwicklung und Baustil von Flysch und Ultrahelvetikum. Seine Arbeit bietet neben einer detaillierten Geländeaufnahme vor allem in sedimentologischer Hinsicht eine Fülle von Beobachtungen. Ein Teil seiner Befunde bereichert die Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, und zwar der Gradabteilungsblätter Nr. 8241 Ruhpolding (FREIMOSER in DOBEN 1970, S. 98 usf.) und Nr. 8242 Inzell (FREIMOSER in DOBEN 1973, S. 56 usf.). In diesem Zusammenhang seien auch die Ausführungen von DE KLASZ (in GANSS 1956) und von GANSS (1977) über die weiter im W gelegenen Gebiete angeführt.

Einen Leckerbissen besonderer Art stellen die Hachauer Schichten des höheren Maastrichts dar, deren Typlokalität im Katzenloch-Graben liegt (REIS 1896, S. 6 usf.). Ihre reiche Molluskenfauna fand in dem genannten Autor einen meisterhaften Bearbeiter (REIS 1897, 1898b). In späteren Jahren glaubte zwar KNIPSCHEER (1957), das Alter der Hachauer Schichten als Paleozän festlegen zu können, doch wurde diese Ansicht vom Verfasser (HAGN 1960, Fußn. 56 a auf

S. 80—83; 1961, S. 154—156) widerlegt. Die Hachauer Schichten gelten als Zeuge für das Zurückweichen des helvetischen Meeres nach Süden während der jüngsten Oberkreide, da sie nur dem Südhelvetikum eigen sind, dem Nordhelvetikum hingegen fehlen (z. B. Hagn 1967, Tab.). Sie sind daher für die Paläogeographie des Alpenvorlandes von großer Bedeutung (vgl. hierzu Höpfner 1970, S. 93—94, 114 bis 116).

Das Untersuchungsgebiet birgt noch eine weitere geologische Kostbarkeit. Es sind dies die oligozänen Schönecker Fischschiefer, die aus der Literatur heute nicht mehr wegzudenken sind. Sie wurden von ihrem Entdecker (Böhm 1891, S. 17) als „schwarzgrauer, dünnblättriger Mergelschiefer" mit *Meletta*-Schuppen, der „sich direct auf den Stockletten legt" (l. c., S. 23) beschrieben. Ihre Fundpunkte liegen im Habach und bei Schöneck.

Zum besseren Verständnis sei hier auf einige weitere Textstellen im Schrifttum kurz eingegangen.

Reis (1896, S. 149, vgl. hierzu S. 80, 144) ordnete die von Böhm entdeckten Oligozän-Sedimente seiner Eisenärzter Fazieszone zu. Er selbst konnte sie im Gelände nicht nachweisen. Reis (l. c., S. 144) bemerkte hierzu: „Wir sehen uns plötzlich aus der Facies eines meerestieferen Globigerinenmergels in eine Seichtwasserfacies versetzt".

Nach über 40 Jahren machte Traub (1938, S. 25) erneut auf die Bedeutung der Schönecker Fischschiefer aufmerksam. Er warf insbesondere die Frage auf, „ob der Stockletten nicht noch von jüngeren Sedimenten überlagert war".

Es ist das Verdienst von de Klasz (in Ganss 1956, S. 68—69), die Schönecker Fischschiefer im Südast des Schönecker Seitengrabens wieder aufgefunden zu haben. Nach Ansicht dieses Autors sind sie von den liegenden Stockletten durch eine Sedimentationslücke getrennt. Er deutete diese Schichten als marine Flachwasserablagerungen, nahm also eine Transgression des Oligozäns über einen Teil des „Alpenkörpers" an. Die Schönecker Fischschiefer schließen nach de Klasz die Schichtfolge der nordhelvetischen Fazieszone nach oben ab (l. c., S. 4).

In seiner Darstellung der stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern trug der Verfasser (Hagn 1960, S. 106 usf.) alle verfügbaren Daten über die Schönecker Fischschiefer zusammen. Er versuchte, die von de Klasz vorgetragene Deutung zu widerlegen. Er hielt das in Rede stehende Schichtglied vielmehr für „Teile der Subalpinen Molasse, die bei der Überfahrung von Flysch, Ultrahelvetikum und Helvetikum auf Molasse im Süden zurückgeblieben sind, hochgeschuppt wurden und heute als tektonische Fenster inmitten der Buntmergelserie oder zwischen Südhelvetikum und Ultrahelvetikum ... auftauchen" (l. c., S. 110—111).

Paulus (1964, S. 20, Tab. 3 auf S. 24—25) faßte die Schönecker Fischschiefer als Äquivalente der Fischschiefer der Vorlandmolasse auf und stufte sie in das oberste Sannois (höchstes Unteroligozän) ein.

Wenig später erörterte der Verfasser (Hagn 1967, S. 304) die Beziehungen der Schönecker Fischschiefer zu faziell ähnlichen Bildungen der Vorlandmolasse, der Faltenmolasse (Marienstein) und des kalkalpinen Beckens von Reit i. Winkl und Häring in Tirol (vgl. hierzu auch S. 299—300). Trotz dieser Vergleichsmöglichkeiten ließe „insbesondere die paläogeographische Stellung der Schönecker Fischschiefer noch einige Fragen offen".

In einer Gemeinschaftsarbeit lieferten Cicha, Hagn & Martini (1971, S. 287) Angaben über das Nannoplankton einer Stockletten-Probe aus dem Katzenloch-Graben und einer Probe der Schönecker Fischschiefer aus dem Galon-Graben. Erstere gehört der NP-Zone 19 (Priabon), letztere der NP-Zone 21 (tieferes Latdorf) an. Der geringe Altersunterschied bewog die Autoren, „mit einem primären Schichtverband" zu rechnen (l. c., S. 290).

Freimoser (1972, S. 27—31) berichtete von einem Fund von Oligozänmergeln im Leitenbach-Profil SE Teisendorf („Ramsau-Fenster"). Ähnlich wie an den Fundstellen der Schönecker Fischschiefer wird auch dieses Vorkommen von Buntmergeln des Ultrahelvetikums begleitet. Freimoser faßte die Buntmergelserie und das Oligozän als Sedimentationseinheit auf, d. h. er plädierte für eine „primäre enge Vergesellschaftung bzw. Abfolge ... im ursprünglichen Sedimentationsraum" (l. c., S. 31). Die tektonischen Verhältnisse seien ohnehin kompliziert genug.

Im Zusammenhang mit seiner tektogenetischen Deutung der nördlichen Molasse kam Fuchs (1976, S. 223) auch auf die Schönecker Fischschiefer zu sprechen. Sie „repräsentieren zusammen mit den randlich noch erscheinenden Rupel- und Chattschichten in ihre einstige Unterlage sekundär verschuppte Bestandteile der jetzt östlich des Chiemsees ausklingenden JIM". JIM steht hier für „Jüngere Innere Molasse" (l. c., S. 215). Es sei hier am Rande bemerkt, daß die Ausführungen von Fuchs noch schwerer zu lesen sind als die klassische Arbeit von Reis (1896).

Die jüngsten Mitteilungen über die Schönecker Fischschiefer stammen aus der Feder von Ganss (1977, S. 60—63). Im Rahmen seiner Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 8141 Traunstein ging der genannte Autor nochmals ausführlich auf dieses kontroverse Schichtglied ein. Besonders wichtig erscheint der Hinweis auf einen stratigraphischen Kontakt zwischen Stockletten und Oligozän (Abb. 12). Die Schönecker Fischschiefer wurden im übrigen, wie schon von de Klasz (in Ganss 1956), in die nördliche Fazieszone des Helvetikums gestellt (l. c., S. 42).

Aus dieser kurzen Übersicht erhellt, daß die Schönecker Fischschiefer wiederholt für die Deutung der Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum herangezogen wurden. Nach dem heutigen Stand unserer Kenntnisse ist die Transgressions-Hypothese (de Klasz in Ganss 1956) wenig wahrscheinlich. Dasselbe gilt für die Vorstellung eines aus der überschobenen Molasse losgelösten und hochgespießten Schichtglieds (Hagn 1960). Bleibt also die Beobachtung Böhm's (1891), nach der die Schönecker Fischschiefer unmittelbar auf Stockletten ruhen. Sie wurde in jüngster Zeit von Ganss (1977) bestätigt.

Ein ungestörter Schichtverband beider Ablagerungen und das Fehlen einer nennenswerten Schichtlücke lassen den Schluß zu, daß auch die Schönecker Fischschiefer Sedimente eines tieferen Meeres sind. Wenn also diese Schichten von manchen Autoren für Molassebildungen im engeren oder weiteren Sinn gehalten wurden, dann wäre an einen Übergang von Molasse in Helvetikum in einem tiefen Trog zu denken. Das würde bedeuten, daß die Suche nach einer südlichen Rand- bzw. Strandfazies, wenigstens im Bereich des Helvetikums, müßig wäre.

Diese Überlegung harmoniert mit dem Bestreben moderner Autoren, die Entstehung der Molasse mit dem orogenetischen Geschehen im alpinen Rückland kausal zu verbinden. Alpen und Molasse stellen nicht zwei voneinander unabhängige Einheiten dar, sondern sie sind durch ihre Geschicke eng miteinander verknüpft. Auf die genetischen Beziehungen zwischen den beiden Ablagerungsräumen ging in jüngster Zeit Lemcke (1973, S. 19 usf.) ein; er stellte die Molasse zum „großtektonischen Inventar" der Alpen. Der genannte Autor konzipierte die Molasse als Großmulde, deren Basisschichten im N (Vorlandmolasse) und im S (kalkalpines Tertiär, z. B. Unterinntal) auf Mesozoikum transgredierten, während in der Mitte, im Bereich des Trogtiefsten, die „Flyschmolasse" abgelagert wurde. Nach Fuchs (1976, S. 214) setzte die Molassesedimentation im helvetischen Trog bereits im Obereozän ein, „wenn auch zunächst in helvetischer, dann in Flysch- und schließlich in eigentlicher Molassefazies".

Folgt man den genannten Autoren, dann darf man die Schönecker Fischschiefer getrost als Molasse interpretieren. Man wird in dieser Ansicht noch durch einen mehr oder weniger deutlichen Fazieswechsel bestärkt. Auf die gewöhnlich ungebankten, stückig brechenden Stockletten folgen im Profil plattige, feingeschichtete, feinstsandige, feinglimmerige Mergel, die häufig genug eine charakteristische bläulichgraue Farbe aufweisen. Freilich bleibt, zumindest vorerst, noch ungewiß, ob man in der Tat von einem Übergang Helvetikum/Molasse sprechen kann oder ob man nicht besser zwischen beiden eine Grenze ziehen sollte, die mit der Wende Priabon/Latdorf einigermaßen zusammenfällt. Diese Unsicherheit wird in der Darstellung von Bögel & Schmidt (1976) besonders augenfällig. So reicht das Helvetikum in Tab. 2 auf S. 24 bis in das Obereozän, während die Stockletten in Tab. 3 auf S. 48 in oligozäne Fischschiefer (mit Fragezeichen versehen) übergehen. Schließlich dauerte die Sedimentation im helvetischen Trog nach Tab. 8 auf S. 196 mit Unterbrechung bis in das tiefste Latdorf an.

Es ist noch eine weitere Einschränkung zu machen. Der Molasseraum wird heute ganz allgemein als Vortiefe oder Randsenke aufgefaßt, die den Schutt der im Süden aufsteigenden Alpen aufgenommen hat. Abtragungsprodukte des alpinen Rücklandes sind mit dem Begriff der Molasse unlösbar verbunden. Dieser Schutt aber scheint den feinkörnigen Schönecker Fischschiefern zu fehlen. Eine eingehende Analyse dieser Schichten von M. Salger (in Ganss 1977, S. 62) erbrachte zwar einen Karbonatanteil von 55 %, von dem „schätzungsweise $^4/_5$ . . . detritärer Herkunft" ist. Das Verhältnis von Dolomit zu Kalzit (2 % Dolomit, 53 % Kalzit) entspricht aber nicht der Zusammensetzung kalkalpiner Geröllfluren, in denen Dolomit die Vormacht besitzt.

Um besser urteilen zu können, sei hier noch kurz auf die Vorlandmolasse eingegangen. Seit Heermann (1954, S. 17) weiß man, daß an der Basis der konventionellen Molasseserie obereozäne Sedimente auftreten, welche dem mesozoischen Untergrund transgressiv auflagern (vgl. hierzu Oschmann 1957, S. 693; 1963, S. 10 bis 11). Die erste paläontologische Bearbeitung von Bohrkernen dieser Schichten wurde von H. K. Zöbelein und F. Oschmann (in Heermann 1954) durchgeführt. Später kamen die Angaben von Hagn (1957, S. 694; 1960, S. 70—71) und J. H. Ziegler (in L. Kraus 1968, S. 41 usf.) hinzu. Über diesen Basisschichten folgen Lithothamnienkalke und Fischschiefer; letztere wurden von allen Autoren in das Unteroligozän eingestuft (Abb. 2). Man verglich sie nicht selten mit den Schönecker Fischschiefern. Das Rupel beginnt mit den sog. Hellen Mergelkalken, die schließlich von Bändermergeln und Tonmergeln abgelöst werden.

Schmidt-Thomé (1957, S. 232) wies wohl als erster mit Nachdruck darauf hin, daß sich die Subalpine Molasse eng an die Schichtfolge des Helvetikums anschließt. Er nahm ferner ein Wandern der Trogachse nach N an. In übereinstimmender Weise äußerte sich auch der Verfasser in verschiedenen Arbeiten (Hagn 1957, S. 694; 1960, S. 165 usf.; 1967, S. 277—278). Zuletzt gab Lemcke (1973, S. 13, 19, Fig. 10 auf Beilage 1) einen erschöpfenden Überblick über Schichtbestand und Entwicklung des im N an das Helvetikum anschließenden Molassebeckens (vgl. hierzu auch Lemcke 1977 und Kollmann 1977).

Das Priabon der Vorlandmolasse ist noch frei von alpinem Schutt. Die ersten Anzeichen einer Schüttung aus dem Süden machen sich nach Füchtbauer (1964, S. 204) in den Fischschiefern bemerkbar. Kalkalpine Komponenten sind in den Deutenhausener Schichten (Latdorf, Faltenmolasse des Westens) mit Sicherheit

nachgewiesen. Ab Rupel gehören die Abtragungsprodukte der Alpen schließlich zu den alltäglichen Erscheinungen.

Es erhebt sich nun die Frage, wohin die Grenze Helvetikum/Molasse im Bereich des Vorlandes gelegt werden soll. Der Verfasser (Hagn 1960, S. 165) war davon überzeugt, „daß die Schichtfolge der Molasse mit obereozänen Ablagerungen beginnt". Paulus (1964, S. 15, Tab. auf S. 24—25) ließ hingegen die Molassesedimentation erst mit den Tonmergeln des Rupels beginnen. Alle älteren Ablagerungen entstammen seiner Meinung nach einem „Vormolasse-Meer". Auch Lemcke (1973, S. 19) empfahl, Priabon und Sannois (= Latdorf) „gemeinsam zu betrachten" und sie den jüngeren Molassesedimenten gegenüberzustellen.

Kommen wir auf die Schönecker Fischschiefer zurück. Es wurde gezeigt, welche Schwierigkeiten sich einer Deutung der obereozän-unteroligozänen Sedimente des Alpenvorlandes in den Weg stellen. Dabei ist ihre eingehende Kenntnis die Voraussetzung für die Entschlüsselung und Datierung von Krustenbewegungen, die im Schrifttum als Pyrenäische Phase bekanntgeworden sind. Aus den vorangegangenen Ausführungen geht aber hervor, daß die Schönecker Fischschiefer nicht alle Merkmale aufweisen, um mit ihrer Hilfe den Ursprung der Molasse im S voll aufhellen zu können.

Hier kommt die Entdeckung der K a t z e n l o c h - S c h i c h t e n wie gerufen. Sie sind etwas älter als die Schönecker Fischschiefer, besitzen ebenfalls eine molasseähnliche Fazies und — f ü h r e n d e n e r s t e n k a l k a l p i n e n S c h u t t. Sie können daher mit Fug und Recht als echte Molasse betrachtet werden. Mit ihrer Hilfe wird es auch gelingen, die paläogeographische Stellung der Schönecker Fischschiefer noch mehr als bisher aufzuklären und zu festigen.

Das Typusprofil der Katzenloch-Schichten liegt auf Gradabteilungsblatt Nr. 8142 Teisendorf (R 45 51 230, H 52 96 560). Seine Entfernung vom Molassesüdrand beträgt etwa 2,3 km, der Abstand von der Grenze Flysch/Kalkalpin bemißt sich auf 4,6 km. Die Katzenloch-Schichten nehmen damit eine zentrale Lage im Alpenvorland zwischen Inn und Salzach ein (Abb. 1).

Zusammenfassend kann daher gesagt werden, daß das engere Untersuchungsgebiet eine Fülle von Beobachtungen ermöglicht, die den lokalen Rahmen sprengen und für die gesamte Alpengeologie von großer Bedeutung sind. Die zahlreichen Schichtglieder, die in Dünnschliffen oder Schlämmproben untersucht werden können, machen das Gebiet zu einem Dorado für den Mikropaläontologen. Megafossilien sind, von Ausnahmen abgesehen, hingegen sehr selten. Das Geländebild wird von meist grauen, eintönigen Mergeln geprägt, in das wenigstens die ultrahelvetische B u n t m e r g e l s e r i e einige Farbtupfer bringt.

Um die Fertigstellung der vorliegenden Arbeiten nicht zu verzögern, wurde vorerst auf eine Detailkartierung verzichtet. Es sollte versucht werden, die Katzenloch-Schichten in das Schrifttum einzuführen, bevor die an einer Forststraße gelegenen Aufschlüsse wieder verfallen sind. Es war außerdem nicht möglich, den gesamten Fossilbestand aller Proben vom Maastricht bis zum Latdorf zu erfassen; es konnten nur die altersweisenden Faunenelemente berücksichtigt werden. Die vorliegende Arbeit trägt daher den Charakter einer vorläufigen Mitteilung.

## C. Die Katzenloch-Schichten und ihre geologische Umrahmung

### 1. Erläuterung einiger wichtiger Begriffe

Reis (1896) war der erste, der die Mosaiksteinchen der zahllosen Aufschlüsse im Raum zwischen Bergen und Teisendorf zu einem paläogeographischen Bild zusammenfügte. Neben Bergwerken und Steinbrüchen berücksichtigte er auch den kleinsten Bachanriß. Er gliederte den Ablagerungsraum in einzelne Fazieszonen, deren Anordnung von N nach S erfolgte. Es sind dies die Adelholzener, Eisenärzter, Kressenberger und Sandnock-Zone. Das Meer des Alttertiärs brandete nach Reis im Norden an das vindelizische Ufer, während es im Süden buchtartig in das kalkalpine Gebirge eindrang (z. B. Reis 1898 a, Profiltaf. 2, Fig. 5). Dementsprechend unterschied Reis eine nördliche vindelizische Fazies von einer weiter im Süden gelegenen pelagischen Ausbildung. Er prägte damit die auch heute noch gültige Vorstellung eines asymmetrischen Trogs, der seine größte Tiefe in Alpennähe aufwies.

In späteren Jahren nahm Reis (1922, S. 238) zwei Becken an. Das nördliche nannte er vindelizisch, das südliche subalpin. Der vindelizische Ablagerungsraum entspricht unserem heutigen Helvetikum. Er ist nach Reis zweigeteilt: der Nordbereich enthält als Leitgestein die Adelholzener Schichten, während der südliche Anteil durch Erzbildungen gekennzeichnet ist. Aus dem subalpinen Becken sind hingegen die „Nierentaler" Schichten und der Flysch hervorgegangen. Es sei vorweggenommen, daß die Nierentaler Mergel in der Fassung von Reis ein bezeichnendes Schichtglied des Ultrahelvetikums darstellen.

Der von dem Schweizer Geologen Studer im Jahre 1827 aufgestellte Begriff Flysch wurde im bayerischen Schrifttum schon sehr frühzeitig verwendet, obwohl oder gerade weil er den Autoren die meisten Rätsel aufgab. Der Ausdruck Helvetikum ist dagegen ein Kind unseres Jahrhunderts. Er entstand im Zusammenhang mit großtektonischen Überlegungen, insbesondere durch die Übertragung der Deckentheorie auf die Ostalpen. Von ausschlaggebender Bedeutung war hierbei der Vergleich mit entsprechenden Ablagerungen der Schweiz. So beschrieb bereits Imkeller (in Dacqué 1912, S. 244 usf.) im Gebiet des Schliersees eine „helvetische" Kreide; sie wurde jedoch von Dacqué (l. c., S. 273) noch für eine normale Einlagerung in Flysch gehalten. Erst Hahn (1913, S. 533) erkannte die Selbständigkeit des Helvetikums, wie er diese Einheit nannte[1]). Es dauerte allerdings noch viele Jahre, bis sich die helvetische Zone einer allgemeinen Wertschätzung erfreuen konnte (z. B. Boden 1930, S. 14 usf.). Ein weiterer Fortschritt ist in der Unterscheidung einer nördlichen und einer südlichen Fazieszone des Helvetikums zu erblicken (M. Richter 1937, S. 156 usf.). Der einheitliche Gebrauch des ebenfalls aus der Schweiz stammenden Begriffs Ultrahelvetikum ist schließlich noch jünger; er geht auf die Vorstellungen des Verfassers (1960, S. 87 usf.) zurück.

[1]) Die Priorität gebührt indes Nowak (1911, S. 59), der „den Begriff des Helvetikums, welcher in den letzten Zeiten nicht immer richtig aufgefaßt wurde", auf das Siegsdorfer Gebiet übertrug. „Ich nenne nur diese Eozän- und Kreide-Schichten helvetisch, die in normaler Stellung, höchstens in Schuppen zerlegt, nördlich von der Gruppe Flysch-Nierentalschichten (eventuell auch Eozän) liegen und unter diese einschießen, bezw. diese unterlagern" (l. c., S. 60).

Aus alledem ergibt sich eine Gliederung in folgende paläogeographisch-tektonische Einheiten:

Molasse (im N)
Helvetikum
    Nordhelvetikum (Adelholzener Fazieszone)
    Südhelvetikum (Eisenärzter, Kressenberger und Sandnock-Zone)
Ultrahelvetikum
    Nordultrahelvetikum
    Südultrahelvetikum
Flysch (im S)

Die anschließenden Ausführungen bauen auf den zusammenfassenden Darstellungen des Verfassers (1960, 1967) auf. Sie berücksichtigen vor allem die neueste Literatur. Aus Raumgründen ist eine Beschränkung auf Helvetikum und Ultrahelvetikum unerläßlich. Auf Molasse, Flysch und Kalkalpin wird in späteren Abschnitten dieser Arbeit eingegangen werden.

### a. Adelholzener Fazieszone

Die nordhelvetische Fazieszone liegt zwar außerhalb des engeren Untersuchungsgebietes, doch wird auf sie im Rahmen von paläogeographischen Überlegungen noch mehrfach zurückzukommen sein. Ihr markantestes Schichtglied sind die Adelholzener Schichten (Reis 1896, S. 24 usf.), von denen diese Zone ihren Namen erhielt. Sie ziehen von ihrer Typlokalität im Höllgraben bei Bad Adelholzen (SW Siegsdorf) über Spirka (Hagn 1960, S. 15 usf.) nach Molberting im Tal der Roten Traun; dort schließen sie im Norden an die Eisenärzter Zone des Galon- und Wolfsberg-(Wollsberg-)Grabens an. An der zuletztgenannten Lokalität scheinen die Adelholzener Schichten auf die Eisenärzter Fazieszone überzugreifen (Reis 1896, S. 28). Dies kann nicht verwundern, da die Transgression des alttertiären Meeres aus dem Süden kam. Übergänge zum Nebengestein des Südhelvetikums sind daher geradezu zu erwarten.

Innerhalb der Adelholzener Schichten kann vom Liegenden zum Hangenden ein Fazieswechsel beobachtet werden, der eine Eintiefung des Meeres anzeigt. Es können daher Untere, Mittlere und Obere Adelholzener Schichten unterschieden werden. Erstere leiten die Transgression ein; sie sind sandig-glaukonitisch ausgebildet und führen, sieht man von Großforaminiferen ab, verhältnismäßig wenig Fossilien. Infolge ihrer weichen Beschaffenheit sind sie gewöhnlich nicht aufgeschlossen. Es ist daher schwierig, die Überwältigung des nordhelvetischen Raums durch das mitteleozäne Meer genau zu datieren; dies gilt auch für den Chiemgau. In Abb. 2 wurde das Einsetzen der Adelholzener Schichten etwas über die Unterkante des Lutets gelegt, um die wenn auch geringen Altersunterschiede gegenüber faziell ähnlich ausgebildeten Ablagerungen des Südhelvetikums (Nebengestein) besser hervorzuheben (vgl. hierzu Hagn 1967, S. 279, ferner Tab.; Hagn & Wellnhofer 1972, Abb. 6 auf S. 15). Ganz allgemein kann gesagt werden, daß ein und dieselbe Fazies in der jeweils nördlich benachbarten Fazieszone in etwas jüngeren Schichten auftritt. Diese Fazieswanderung wurde durch die nach Norden fortschreitende Transgression und die damit verbundene Verlagerung des Trogtiefsten bedingt.

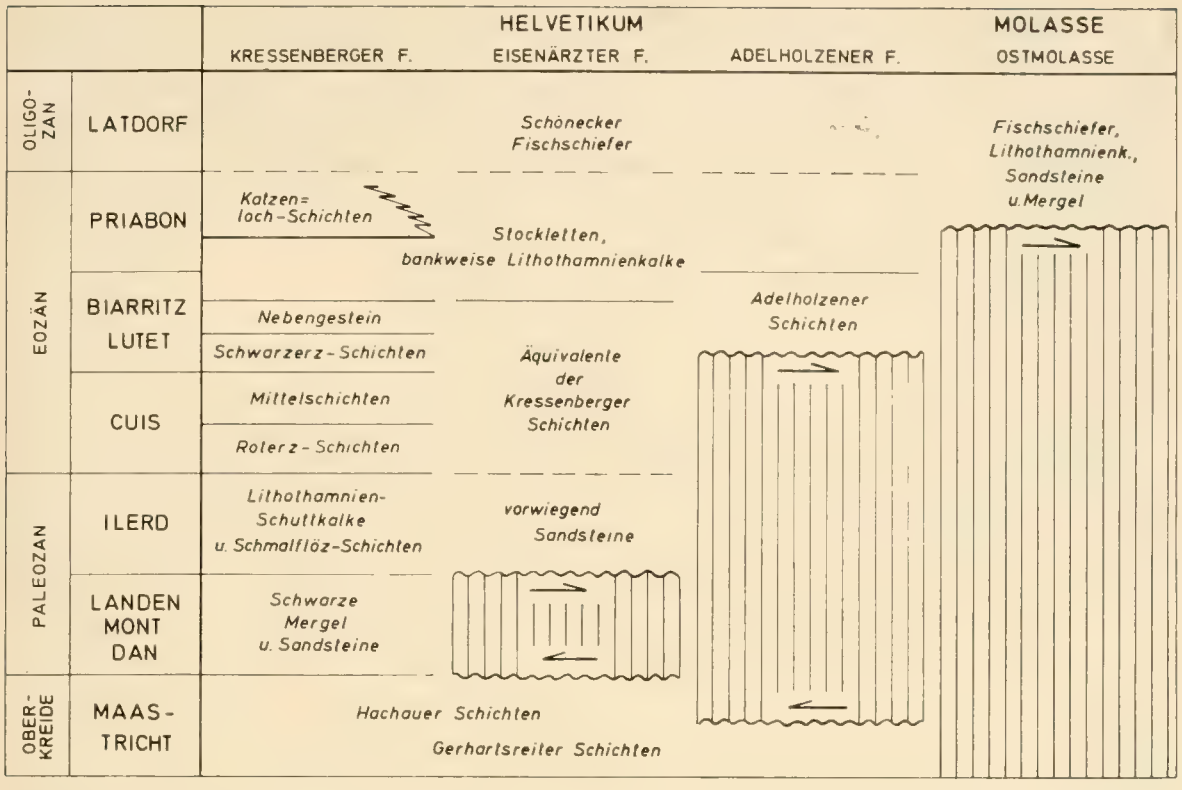



Abb. 2: Vergleichende stratigraphische Tabelle des Helvetikums und der Ostmolasse.

Die Mittleren Adelholzener Schichten sind durch ein Massenvorkommen von *Nummulites millecaput* Boubée, *Assilina exponens* (Sow.) und großen Discocyclinen gekennzeichnet. Sie bilden das Rückgrat des nordhelvetischen Mitteleozäns. Die an Großforaminiferen so überaus reichen Ablagerungen wittern gewöhnlich aus den sie umgebenden weichen Hüllgesteinen heraus und sind daher im Gelände leicht aufzufinden. Die weniger widerstandsfähigen mergeligen, häufig schwarzen Oberen Adelholzener Schichten zeigen sich hingegen seltener zugänglich. Die besten Aufschlüsse liegen derzeit im Westteil des Rohrdorfer Zementbruchs bei Neubeuern am Inn. Ein eindrucksvolles Vorkommen konnte ferner am 1. 5. 1978 im Gschliefgraben SE Gmunden am Traunsee (OÖ) unter Führung von Herrn Dr. S. Prey, Wien, besichtigt werden.

Die Adelholzener Schichten folgen transgressiv auf Obere Kreide. Die nordhelvetische Faziszone ist daher durch eine Schichtlücke ausgezeichnet, welche die jüngste Oberkreide sowie das Paleozän und Untereozän umfaßt. Während dieser Zeit wurde das nördliche Vorland zu einer Fastebene abgetragen. Diese Erscheinung ist nicht lokaler Natur, worauf schon Reis (u. a. 1922, S. 238) hinwies. Entsprechende Ablagerungen trifft man z. B. am Rebellionshügel bei Agathazell im Grüntenvorland (Allgäu) an. Dieselben Verhältnisse herrschen auch in der Ostschweiz (Herb 1965, Abb. 1 auf S. 138). Hier werden die Adelholzener Schichten „Assilinengrünsand" und „Complanatakalk" genannt. In Österreich lassen sie sich immerhin bis zum Gschliefgraben verfolgen (s. oben).

In den letzten zwanzig Jahren wurde das Nordhelvetikum wiederholt mit der Entstehung des Molassetrogs in Zusammenhang gebracht (vgl. hierzu S. 175). Nach

Lemcke (1973, S. 22) wird die nordhelvetische Schichtfolge von der „Flyschmolasse" abgelöst, die möglicherweise bis in das Chatt andauerte. In jüngster Zeit sprach Fuchs (1976, S. 213, 237) von einem „Tiefseegraben" im Bereich des Nordhelvetikums. Dieser Ausdruck scheint wohl etwas übertrieben, auch wenn die hangenden Stockletten eine beträchtliche Absenkung des Meeresbodens anzeigen. In diesem Zusammenhang sei allerdings darauf hingewiesen, daß in obereozänen Sedimenten des Rohrdorfer Bruchs bei Neubeuern am Inn Anzeichen von Flyschfazies erkannt werden konnten (z. B. Hagn 1973, S. 173, 178).

### b. Eisenärzter Faziszone

Nach Reis (1896, S. 26 usf.) treten Gesteine dieser Faziszone bei Eisenärzt im Tal der Weißen Traun, im Wolfsberg- und Galon-Graben sowie nördlich der Linie Neukirchen-Achthal-Oberteisendorf auf. Die Aufschlüsse an der Typlokalität (Blatt Ruhpolding) wurden zuletzt von Ganss (1977, S. 45) behandelt. Alle übrigen Vorkommen harren noch einer eingehenden Neubearbeitung.

Da die Schönecker Fischschiefer nach Reis (1896, S. 149) im Bereich der Eisenärzter Faziszone liegen, gewinnt auch dieser Ablagerungsraum für die vorliegende Arbeit an Bedeutung. Er ist durch das Auftreten erzhaltiger Schichten als Südhelvetikum ausgewiesen. Diese sind aber erzärmer als die Kressenberger Schichten, so daß die Unterscheidung von Roterz und Schwarzerz Schwierigkeiten bereitet oder ganz unmöglich ist. Aus diesem Grund wurden die zeitlich entsprechenden Ablagerungen in Abb. 2 als „Äquivalente" der Kressenberger Schichten bezeichnet. Auf die Übergänge zwischen Adelholzener Schichten und Nebengestein wurde bereits hingewiesen (S. 178). Hervorzuheben ist ferner die große Mächtigkeit der Lithothamnienkalke, welche den Stockletten eingelagert sind (Reis 1896, S. 80). Hierher ist u. a. auch das Vorkommen im „Salinenbruch" bei Schöneck zu rechnen.

In jüngster Zeit kam noch ein neuer Gesichtspunkt hinzu. Im Rahmen einer Neubearbeitung der Kreide-Tertiär-Grenzschichten im mittleren Allgäu gelangte Höpfner (1970) zu der Erkenntnis, daß vollständige Profile vom Maastricht bis in das ältere Tertiär nur in der mittleren und südlichen Faziszone des Südhelvetikums anzutreffen sind. Weiter im Norden klaffe eine Schichtlücke, welche Teile des Oberen Maastrichts sowie das Untere und Mittlere Paleozän umfaßt. Die Grenze zwischen beiden Ausbildungen läge „etwa zwischen Kressenberger und Eisenärzter Faziszone" (l. c., S. 118). Diese Schichtlücke wird im Süden durch die Dreiangelserie ausgefüllt (l. c., S. 117), deren Typlokalität SE des Grünten (Allgäu) liegt. Im Osten unseres Gebietes, am Haunsberg N Salzburg, wird der genannte Zeitraum durch die Oichinger Schichten (z. B. Gohrbandt 1963, S. 19 usf.) vertreten. In Abb. 2 wurde für diesen Profilbereich die neutrale Bezeichnung „schwarze Mergel u. Sandsteine" verwendet.

Die Ansicht Höpfner's wird durch die Schichtfolgen des Helvetikums von Neubeuern am Inn (Hagn 1973, S. 199) und W von Bad Tölz (Datta 1973, Ms.) gestützt. In beiden Gebieten fehlen Ablagerungen aus dem Zeitbereich Dan-Landen. Die aus dem Süden kommende Transgression setzte erst mit dem Ilerd ein. Die genannten Vorkommen wurden daher der Eisenärzter Faziszone zugeordnet, zumal ihr Erzgehalt verhältnismäßig gering ist. Auch in der Ostschweiz lassen sich entsprechende Beobachtungen machen (Herb 1965, Abb. 1 auf S. 138). So könnte man z. B. die „Einsiedler Nummulitenkalke" gleichfalls einer nördlichen Faziszone des

Südhelvetikums zuweisen, da sie von der liegenden Kreide durch eine Schichtlücke getrennt sind.

Im Bereich des Wolfsberg-Grabens muß der Hiatus an der Wende von Kreide zu Tertiär erst noch durch mikropaläontologische Untersuchungen bestätigt werden. Seine Berücksichtigung in Abb. 2 dieser Arbeit ist daher vorläufig hypothetisch.

### c. Kressenberger Faziszone

Die klassischen Profile wurden durch Reis (1896, S. 31 usf.) eingehend dargestellt. Die Kressenberger Schichten s. str. umfassen Roterz, Mittelschichten, Schwarzerz und Nebengestein (vgl. hierzu Hagn & Wellnhofer 1972). Am Kressenberg ist die Schichtlücke zwischen Kreide und Tertiär bereits geschlossen (Hagn 1960, S. 85—86; 1967, S. 269—270). Dasselbe gilt für den Haunsberg N Salzburg (Gohrbandt 1963, S. 23—24). Eine eingehende Faziesanalyse von Roterz, Mittelschichten und Schwarzerz („Sublitoral") des zuletzt genannten Gebiets ist neuerdings Vogeltanz (1970) zu verdanken.

Nach Reis (1896, S. 44; 1898 a, Profiltaf. 1, Fig. 3) gehört das südhelvetische Profil des Katzenlochs der Kressenberger Faziszone an.

### d. Sandnock-Zone

Im S und SW des Kressenbergs treten Ablagerungen auf, welche sich durch Sandreichtum und Erzarmut auszeichnen (Reis 1896, S. 51 usf.). Die Profilbeschreibung läßt auf wohlentwickeltes Paleozän schließen. Die Erzschichten zeigen eine gewisse Ähnlichkeit mit der Eisenärzter Ausbildung. In ihrem Hangenden wurden Gesteine beobachtet, die durch ihren Überfluß an Assilinen an Adelholzener Schichten erinnern (Reis 1896, S. 54; 1922, S. 237). Die den Stockletten eingeschalteten Lithothamnienkalke liegen als plattige Bänkchen eines feinkörnigen Algenschuttkalks vor (l. c., S. 80, 102).

Die Sandnock-Fazies, „ein südlichster Zug von Nummulitenschichten", wurde von ihrem Autor vom Sandnock und aus den vorgelagerten Gräben beschrieben. Sie scheint keine lokale Ausbildung zu sein, zumal sie wohl meist tektonisch unterdrückt ist. So konnte sie auch bei Mattsee im Österreichischen wiedererkannt werden (l. c., S. 55 usf.). In diesem Zusammenhang wäre auch zu prüfen, ob der Hochstein am Heuberg NE Salzburg sowie die „Rote Kirche" im Gschliefgraben SE Gmunden am Traunsee (OÖ) mit der Sandnock-Fazies in Beziehung gebracht werden dürfen. Beide Vorkommen tauchen als tektonische Fenster nahe des Südrands der Flyschzone auf, nehmen also in ihrer heutigen Stellung eine sehr südliche Lage ein. Auch ihre Gesteine sind arm an Eisenerz.

Eine geplante Neuuntersuchung hat folgende Ziele: Einmal sollen mit Hilfe von mikropaläontologischen Arbeitsmethoden die bathymetrischen Verhältnisse untersucht werden, wobei auch die Frage der Erzbildung und -verdriftung eine Rolle spielt. In diesem Zusammenhang wird auf die Prävindelizische Inselschwelle im Sinne von Traub (1953, S. 33) und Vogeltanz (1970, S. 431, Abb. 14 auf S. 435) zurückzukommen sein. Von nicht geringerer Bedeutung ist schließlich die Suche nach den Äquivalenten der Katzenloch-Schichten, die auch östlich der Roten Traun erwartet werden können (vgl. hierzu S. 215).

### e. Zur Fortsetzung der helvetischen Zone nach Österreich

In der neuesten Literatur (Bögel & Schmidt 1976, S. 42, Abb. 7 auf S. 36; Fuchs 1976, S. 237) wurde die Ansicht vertreten, das Helvetikum fände östlich der Salzach seine natürliche Begrenzung. Schuld daran sei das Landshut-Neuöttinger Hoch, eine herzynisch streichende schwellenartige Aufragung des kristallinen Untergrunds, welche die bayerische Vorlandmolasse in einen Nord- und einen Südteil gliedert (z. B. Heermann 1954, S. 11—12, Abb. 3 auf S. 13).

Dieser Vorstellung ist entgegenzuhalten, daß typisches Nord- und Südhelvetikum bis zum Gschliefgraben SE Gmunden am Traunsee (OÖ) nachgewiesen ist (vgl. hierzu M. Richter & Müller-Deile 1940, S. 423). So lassen sich die prachtvoll entwickelten Adelholzener Schichten der genannten Lokalität von den Vorkommen im Rohrdorfer Bruch bei Neubeuern am Inn in keiner Weise unterscheiden. Es ist daher anzunehmen, daß sie sogar noch weiter nach Osten reichen, heute aber tektonisch verhüllt sind. Nach Ansicht des Verfassers ist das Landshut-Neuöttinger Hoch für die Paläogeographie des Helvetikums jedenfalls ohne jede Bedeutung.

### f. Zur Faziesgliederung des Helvetikums in Österreich

Ausgehend von einigen österreichischen Vorkommen der helvetischen Zone gelangte Prey (1975, S. 2 usf.) zu der Überzeugung, daß die Adelholzener Fazieszone nicht nördlich, sondern südlich des „Südhelvetikums" beheimatet sei. Sein Urteil stützt sich hauptsächlich auf die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Gmunden am Traunsee. Er leitete den Limonitgehalt des Roterzes von einem Liefergebiet im NE ab. Während der Sedimentationsablauf im älteren Tertiär in den einzelnen Gebieten sehr unterschiedlich gewesen sei, kam es seiner Meinung nach im Lutet zu einer weitflächigen Überflutung. Nach Prey ist daher eine starre Faziesgliederung in der hier skizzierten Form nicht berechtigt (l. c., S. 6).

Die Frage, ob die Adelholzener Schichten nicht doch im Süden der Erzserie abgelagert wurden, warf bereits Schlosser (1925, S. 201) auf. Für das Gebiet westlich der Iller im Allgäu bejahte er sie sogar. Es darf hierzu bemerkt werden, daß der genannte Autor den Bolgen mit seinen granitführenden Konglomeraten des ultrahelvetischen Wildflysches mit dem Vindelizischen Land verwechselte und die komplizierte Tektonik dieses Gebietes nicht berücksichtigte. Auch im Gschliefgraben am Nordfuß des Traunsteins (Kalkalpin) verwirrt der Baustil auf den ersten Blick. Hier werden die Adelholzener Schichten mitsamt den sie begleitenden Gerhartsreiter Schichten des höheren Untermaastrichts im Norden von der ultrahelvetischen Buntmergelserie ummantelt, obwohl der Ablagerungsraum der zuletztgenannten Schichten ursprünglich im Süden des Nordhelvetikums lag. Beide Bereiche waren einst „meilenweit" voneinander getrennt, während sie heute infolge der Raumverengung durch die alpine Orogenese eng benachbart sind. Weiter im Westen, im Gebiet von Siegsdorf, bei Neubeuern am Inn, im Zementstollen von Marienstein und selbst im Grüntenvorland liegt die Adelholzener Fazieszone immer nördlich von Südhelvetikum und Ultrahelvetikum. Es sei noch vermerkt, daß auch die Adelholzener Schichten des Gschliefgrabens im Norden der „Roten Kirche" und damit der erzführenden Schichten aufgeschlossen sind.

Als Einwand gegen die Selbständigkeit des Nordhelvetikums könnte angeführt werden, daß die Fazies der Adelholzener Schichten auch im Lutet des Südhelveti-

kums, nämlich in der Eisenärzter und in der Sandnock-Zone, beobachtet wurde (s. oben). Darüber hinaus erinnert auch das Nebengestein der Kressenberger Fazieszone, wenigstens örtlich, an die Adelholzener Schichten. Alle diese Vorkommen sind zweifellos Ablagerungen ein und desselben Meeres. Die Fazieszugehörigkeit kann aber unschwer aus dem Charakter des Liegenden (Schichtlücke oder Erzschichten) ermittelt werden.

Die Adelholzener Fazies tritt im übrigen örtlich sogar im tieferen Untereozän des Südhelvetikums auf. So sammelte der Verfasser am Südhang der „Roten Kirche" (Roterz) ein Handstück eines grünlichgrauen Assilinenkalks auf, der selbst mit Hilfe einer Lupe kaum von Mittleren Adelholzener Schichten zu unterscheiden war. Im Dünnschliff konnte hingegen *Gypsina ogormani* (Douv.), eine krustenbildende Foraminifere, erkannt werden, welche für den Zeitbereich Paleozän-Untereozän leitend ist. Die Mittleren Adelholzener Schichten desselben Grabens sind dagegen durch *Gypsina linearis* (Hanzawa), eine Art des Mittel- und Obereozäns, ausgezeichnet. Daraus erhellt, daß allfällige Fragen durch den Einsatz mikropaläontologischer Arbeitsmethoden rasch geklärt werden können. Die hier dargelegten Beobachtungen und Befunde gehen im übrigen auf eine gemeinsame Begehung zurück, die Herr Dr. S. Prey am 1. 5. 1978 dankenswerterweise führte.

Kommen wir zum Schluß der Betrachtung. Es bleibt festzuhalten, daß das Zusammenvorkommen von transgressivem Mitteleozän im N und Erzschichten im S von der Schweiz über Bayern bis nach Oberösterreich verfolgt werden kann. Dieses einmalige Phänomen läßt sich nur durch ein regional gültiges Denkschema erklären. Es muß angenommen werden, daß die paläogeographischen Voraussetzungen im Osten und im Westen einander entsprochen haben. Dies schließt nicht aus, daß gebietsweise örtlichen Gegebenheiten Rechnung getragen werden muß. Als nachahmenswertes Beispiel sei in diesem Zusammenhang die Faziesanalyse des Südhelvetikums am Haunsberg N Salzburg durch Vogeltanz (1970) angeführt.

### g. Nordultrahelvetikum

Die nordultrahelvetische Fazieszone wird fast ausschließlich aus sehr feinkörnigen, pelitischen Gesteinen aufgebaut. Sie zeigen eine ähnliche Ausbildung wie die pelagischen Sedimente des Helvetikums (z. B. Pattenauer Schichten, Stockletten). Von diesen unterscheiden sie sich jedoch durch das häufige Auftreten bunter Farbtöne, die dem Helvetikum, von den Seewerschichten des Turons abgesehen, fremd sind. Nicht selten sind sie auch dunkel gefleckt. Man faßt diese Ablagerungen daher heute ganz allgemein als Buntmergelserie zusammen. Sie stellen eine Beckenfazies dar, welche im Süden an das Südhelvetikum anschließt.

Der Ausdruck Buntmergelserie wurde von dem verdienten österreichischen Alpengeologen und Mikropaläontologen S. Prey (1952, S. 42) in die Literatur eingeführt. Er beschrieb diese „selbständige Schichtserie" (l. c., S. 43) zuerst aus Niederösterreich, nämlich von Rogatsboden. Die Erstbeschreibung Prey's umfaßt auch unser Südultrahelvetikum, da u. a. auch klastische Gesteine mit Phylliten und anderen kristallinen Komponenten angeführt wurden. In der Folgezeit übertrug der Verfasser (Hagn 1955 a, Fußn. 3 auf S. 18) die Bezeichnung Buntmergelserie auf oberbayerisches Gebiet (vgl. hierzu 1960, S. 90 usf.). Er schlug vor, „den Ausdruck Buntmergelserie auf alle buntgefärbten, vorwiegend mergelig ausgebildeten Schichtglieder dieses Trogs anzuwenden" (l. c., S. 134). Wenige Jahre später (1967, S. 260,

272, Tab.) beschränkte er den Begriff Buntmergelserie auf die kalkreicheren Sedimente des Nordultrahelvetikums; er stellte ihnen „bunte, tonige, mehr oder weniger kalkarme bis kalkfreie Sedimente und fein- bis grobklastische Bildungen" des Südultrahelvetikums gegenüber (l. c., S. 272).

Der Name Buntmergelserie ersetzt ältere, unzutreffende oder wenig bezeichnende Namen wie Nierentaler Schichten, Seewerschichten, Bunte Leistmergel, Rote Stockletten oder Helvetische Südfazies. Die Buntmergelserie im weiteren Sinne umfaßt auch ihre kalkärmeren Äquivalente im Süden, zumal Übergänge vorhanden sind (z. B. Pflaumann in Pflaumann & Stephan 1968, S. 142, 167; Freimoser 1972, Abb. 8 auf S. 67). Hierher gehören auch die Buchecker Schichten von de Klasz (1953 a, S. 224; 1956, S. 414 usf.; de Klasz in Ganss 1956, S. 42 usf.), aus denen ihr Autor eine Reihe interessanter Foraminiferen-Arten beschrieb (z. B. 153 a—c). Ausführliche Angaben über Mikrofaunen der Buntmergelserie sind in den Arbeiten des Verfassers (Hagn 1960, S. 100 usf.) und Pflaumann's (in Pflaumann & Stephan 1968, S. 171 usf.) enthalten (vgl. hierzu auch Freimoser in Doben 1970, S. 103—105).

Die Buntmergelserie setzt in Oberbayern meist erst in der höheren Oberkreide ein und reicht bis in das tiefere Obereozän. An der Wende Kreide/Tertiär ist keine Schichtlücke ausgebildet. Die allgemeine Erfahrung lehrt, daß die oberkretazischen Anteile dieser lithologisch nur unvollkommen gliederbaren Schichtfolge kalkreicher, ihre alttertiären Schichtglieder hingegen etwas tonreicher sind.

### h. Südultrahelvetikum

Die bunten Tone sowie ihre teilweise sehr grobklastischen Einschaltungen („Wildflysch") verleihen den Ablagerungen dieser Fazieszone ein flyschartiges Gepräge. Die Tone werden wohl am besten als Tiefseepelite aufgefaßt (vgl. hierzu Faupl & Sauer 1978, S. 65 usf.). Die Komponenten des Wildflysches sind Schutt einer Schwelle, welche den ultrahelvetischen Trog im Süden gegen den Flysch hin abgrenzte. Dieses Hochgebiet wird in den meisten Arbeiten als Cetischer Rücken bezeichnet. Den Transport der nicht selten beträchtliche Ausmaße erreichenden Komponenten in die Tiefsee besorgten Suspensionsströme („turbidity currents"). Im Trogtiefsten erfolgte am Meeresboden eine Einschichtung und Verzahnung mit der eigentlichen Buntmergelserie. Unter den kristallinen Komponenten sind Phyllite und diabasartige Gesteine besonders hervorzuheben. Letztere machen das Südultrahelvetikum für die Theorie der Plattentektonik besonders interessant. Ausführliche Angaben über diese Gesteine lieferten in neuerer Zeit vor allem Hagn (1960, S. 94 usf.), Pflaumann (in Pflaumann & Stephan 1968, S. 143 usf.) und Freimoser (1972, S. 22 usf., S. 57 usf.). Es ist das Verdienst Boden's (1922 und später), die Brekzien und Konglomerate des bayerischen Südultrahelvetikums erstmals petrographisch eingehend untersucht zu haben.

Die farbigen Pelite führen im Gegensatz zu den kalkreicheren Buntmergeln des Nordens meist eintönige Sandschalerfaunen, die an solche des Flysches erinnern. Auch hierin schlägt das Südultrahelvetikum eine fazielle Brücke zum Flysch. Als Beispiel seien hier die paleozänen Bunten Tone von Achthal genannt (Hagn 1960, S. 103, Taf. 11). Gelegentlich werden zwar auch Kalkschaler angetroffen, doch sind sie meist nur spärlicher eingestreut. Die Gehäuse pelagischer Foraminiferen sind häufig kleinwüchsig, es handelt sich demnach um Kümmerformen. Mögli-

cherweise ist das fallweise Fehlen von kalkschaligen Formen durch Kalkauflösung in größeren Meerestiefen bedingt.

Zum Südultrahelvetikum ist auch die „Teisendorfer Fazies" im Sinne von Ganss (in Ganss & Knipscheer 1956, S. 617—618) zu rechnen. Nach Ansicht dieses Autors sollte sie sich mit der Kressenberger Fazies verzahnen bzw. diese ablösen. Genauso wenig wahrscheinlich ist die Deutung Tollmann's (1972, S. 184), nach der die Sandschalerfaunen einen „karpatischen" Einfluß anzeigen. Wäre dem so, dann verliefe die Faziesgrenze karpatisch/ostalpin quer durch den Moosgraben (S. 210) oder durch den Sprunggraben bei Achthal. Die Faunen ändern sich nicht von Ost nach West, sondern von Süd nach Nord. Die Warte des Betrachters muß daher um 90 Grad gedreht werden, zumal ja auch weiter im Westen, im Wendelsteinvorland, kalk- und sandschalige Foraminiferen in enger Nachbarschaft auftreten (Pflaumann in Pflaumann & Stephan 1968, S. 148 usf.). Die meisten Gesteine des Südultrahelvetikums gehören der höheren Oberkreide und dem tieferen Alttertiär (bis einschließlich Mitteleozän) an.

### i. Zur Selbständigkeit des Ultrahelvetikums in Oberbayern

Die lebhaften Farben der „Bunten Leistmergel", unserer heutigen Buntmergelserie, veranlaßten Schmidt-Thomé (1939, S. 274) zu folgendem Schluß: „In dieser Faziesänderung gegen Osten hin macht sich anscheinend eine Vereinigung der helvetischen Fazies mit der im Westen noch gesondert vorhandenen ultrahelvetischen Fazies (Liebensteiner Decke . . . ) geltend". Diese Ansicht geistert auch heute noch durch die Literatur. So vertraten Bögel & Schmidt (1976, S. 43, Abb. 7 auf S. 36) gleichfalls die Meinung, im östlichen Teil des Alpenvorlandes werde das Helvetikum durch das Ultrahelvetikum vertreten. Bereits in den Chiemgauer Alpen seien die Feuerstätter und die Liebensteiner Decke nicht mehr voneinander zu trennen (l. c., S. 44). Auch nach Fuchs (1976, Taf. 3) übernimmt die Buntmergelserie im Osten die Rolle des Helvetikums (vgl. hierzu auch Prey 1962, S. 285).

Demgegenüber ist festzuhalten, daß auch im östlichen Oberbayern und im anschließenden Oberösterreich die südhelvetischen und ultrahelvetischen Schichtfolgen nebeneinander und nicht übereinander zur Ablagerung kamen. Es bestehen zwar laterale Übergänge zwischen den genannten Serien, da ja beide Ablagerungsräume einander eng benachbart waren. Die heute mehr oder weniger scharf erscheinende Trennung beider Faziszonen wurde erst durch die starke Raumverengung während der alpinen Orogenese bedingt. Dennoch kann an der Selbständigkeit des bayerischen Ultrahelvetikums kein Zweifel gehegt werden. Die klassischen Gebiete des Wendelsteinvorlandes und des Raums zwischen Bergen und Teisendorf lassen jedenfalls eine Verschmelzung mit dem Helvetikum nicht erkennen.

Die Frage, ob die Liebensteiner und die Feuerstätter Fazieszonen im Allgäu echte Decken darstellen, kann nur am Rande gestreift werden. Hier darf zunächst auf die früheren Ausführungen des Verfassers (Hagn 1960, S. 111 usf.) verwiesen werden. Es sei auch an dieser Stelle betont, daß die Liebensteiner Einheit faziell und faunistisch unserem Nordultrahelvetikum entspricht, während die Feuerstätter Folge aus denselben Gründen mit dem Südultrahelvetikum der vorliegenden Arbeit verglichen werden kann (l. c., S. 115). Desgleichen bezieht der Verfasser den Schutt des Wildflysches nach wie vor vom Nordhang des Cetischen Rückens, auch wenn

M. Richter und seine Schule sein Liefergebiet am Südhang dieses Gebirges suchen (zuletzt Eggert 1977, S. 134). Gerade das Auftreten von wildflyschartigen Bildungen im Hangenden der nordultrahelvetischen Leimern-Schichten spricht für einen ehemaligen Zusammenhang des nord- und südultrahelvetischen Raumes auch im Allgäu. Die grobklastischen Einschaltungen im Liebensteiner Faziesraum konnten nämlich sehr wohl durch Trübeströmungen aus dem Süden an ihren heutigen Platz gelangen (Hagn 1960, S. 120). Auch in Oberbayern drangen die klastischen Einstreuungen teilweise weit nach Norden vor und wurden der Buntmergelserie eingeschichtet. —

Das Ultrahelvetikum zeigt somit erneut, daß ein kleinräumiges Denken fehl am Platze wäre. Wohl steht am Anfang der Bearbeitung eines jeden Gebietes ein zeitraubendes und mühsames Puzzlespiel, doch ergeben die einzelnen Aufschlüsse, an die richtige Stelle eingereiht, ein klares Bild von der früheren Verteilung von Land und Meer. Diese paläogeographische Zusammenschau stellt daher eine Abstraktion der Wirklichkeit dar, die im einzelnen sehr kompliziert sein kann. Hier sei ein Vergleich mit der tektonischen Phasengliederung gestattet, die ja auch ein Hilfsmittel bietet, um den Ablauf des tektonischen Geschehens, in unserem Fall der alpinen Orogenese, besser verstehen zu können.

Bisher war fast ausschließlich von den Ablagerungsräumen die Rede. Es wurde das Bild eines langgestreckten, von der Schweiz bis nach Österreich reichenden Troges gezeichnet, dessen Querschnitt asymmetrisch war. Seine größte Tiefe lag im Süden, in Richtung zur damaligen Tethys. Er war in Teiltröge gegliedert, denen die oben skizzierten Fazieszonen entsprechen. Hier bleibt nur nachzutragen, daß der helvetisch-ultrahelvetische Trog im Süden vom Cetischen Rücken begrenzt wurde, der zugleich eine trennende Barriere zum Flysch hin bildete[2]). Inmitten des genannten Trogs verliefen in longitudinaler Richtung zwei weitere schwellenartige Aufragungen des Untergrunds, von denen die Intrahelvetische Schwelle zwischen Nord- und Südhelvetikum die bedeutendere war. An der Grenze zwischen Südhelvetikum und Nordultrahelvetikum machte sich daneben örtlich und nur zu bestimmten Zeiten die Prävindelizische Inselschwelle bemerkbar (z. B. Hagn 1960, S. 131). Etwas scherzhaft könnte man diese Vorstellung von Teiltrögen und Schwellen auch als „Wellblech-Paläogeographie" bezeichnen (Hagn 1967, S. 262).

Soweit das Hohelied der Faziesgliederung, das in den folgenden Kapiteln immer wieder anklingen wird.

## 2. Das südhelvetische Profil des Katzenlochs

### a. Schwarzerz-Schichten s. l.

Reis (1896, S. 44) beschrieb das „Katzenloch-Flötz" mit folgenden Worten: „Erzreiche Region, der Gehalt an Oolithkörnern ist gering; das thonige Bindemittel der zahlreichen Fossilien ist stärker eisenimprägniert, sowie sämmtliche Fossilien mit

---

[2]) In jüngster Zeit sprach sich Faupl (1978, S. 36) auf Grund sedimentologischer Untersuchungen für die Existenz des Cetischen Rückens aus, während Butt & Herm (1978, S. 90) eine schuttliefernde Schwelle zwischen Ultrahelvetikum und Flysch ablehnten.

einer Kruste überzogen; die erzreichen Lagen zeigen hauptsächlich *Orbitoides papyracea* und *Numm. laevigatus;* die mehr kalkige oberste Lage zeigt massenhaft *Numm. perforatus;* in der unteren Lage mit *Numm. laevigatus* treten auch größere Sandsteinknollen mit einer Eisenkruste auf". Die Mächtigkeit dieser Schichten, die dem Schwarzerz angehören, gab er mit 2,5 m an.

Im Liegenden beobachtete Reis „grobkörnige Sandsteine mit *Numm. biarritzensis*". Aus „Bergbauauswürflingen" schloß er auf das Vorhandensein von Mittelschichten und selbst der „Region des rothen Flötzes" (l. c., S. 45).

Gümbel (1861, S. 645) verglich dieses Vorkommen mit „schwarzen, dem Maurerflötze ähnlichen Erzen", welche östlich der Roten Traun erschürft wurden. Nach Ziegler (1975, S. 249) ist das Gestein verhältnismäßig erzarm. Das Flöz besitzt eine Mächtigkeit von 1 m und war früher auf eine Erstreckung von ca. 60 m aufgeschlossen.

Im Profil an der neuen Forststraße, das in der östlichen Fortsetzung des Katzenlochs liegt, sind die Erzschichten etwas über 1 m mächtig (Abb. 3). Sie machen keinen sehr frischen Eindruck, erscheinen ausgelaugt und zeigen sich tektonisch stärker beansprucht. Möglicherweise ist auch ihre Mächtigkeit im Gegensatz zum Katzenloch reduziert.

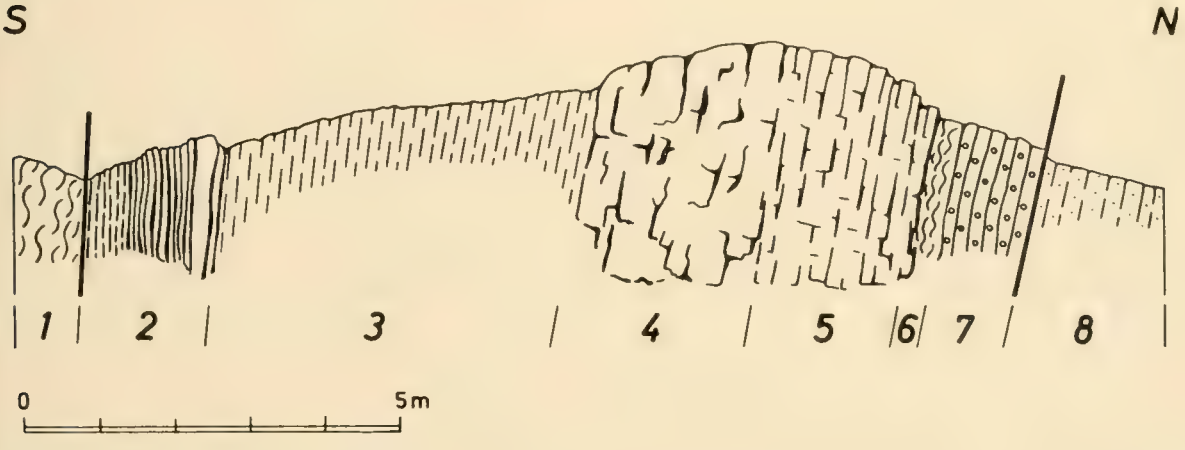



Abb. 3: Das südhelvetische Profil des Katzenlochs und seine Umrahmung. 1: Buntmergelserie. 2: Katzenloch-Schichten. 3: Stockletten. 4: Nebengestein. 5 und 6: höherer, unvererzter Teil der Schwarzerz-Schichten s. l. 7: Schwarzerz. 8: Sandsteine und schwarze, sandige Mergel fraglicher Zuordnung.

Es wurden daher einige Gesteinsproben aus dem Bereich des alten Baues selbst untersucht, um eine bessere Vorstellung über die Gesteinsausbildung der Schwarzerz-Schichten zu gewinnen. Aus den t i e f e r e n Partien stammt ein hell- bis dunkelbrauner, limonitischer, fossilreicher Sandkalk, der vor allem im Anschliff ein sehr unruhiges Bild bietet. Er enthält bis zu 10 cm lange abgerundete Gesteinsbrocken, welche mit einem Brauneisenfilm umgeben sind. Auffallend sind ferner große, erzumkrustete und stark limonitisierte Discocyclinen (= *Orbitoides* auctorum), die eine Länge bis zu 4 cm erreichen. Desgleichen wurden Lithothamnienknollen und Bruchstücke von Korallenstöckchen beobachtet. Das Gestein wird von Eisenschwarten durchzogen, da seine Klüfte neben Kalzit auch von Limonit ausgefüllt werden.

Im Dünnschliff (G 1699—1701 a/78) erweist sich die wohlentwickelte Grundmasse als überwiegend mikritisch; sie ist stellenweise stärker limonitisch imprägniert. Quarz, Feldspat und Erzkörner sind der Matrix in wechselnder Menge eingestreut. Unter den Großforaminiferen herrschen Nummuliten und Discocyclinen vor. An Kleinforaminiferen sind vor allem Milioliden (häufig vollständig vererzt) und *Pararotalia* zu nennen. Die Metazoen werden durch Bryozoen, Röhren von Serpuliden und Muschelreste vertreten. Die Thalli von Rotalgen (Corallinaceen) sind gewöhnlich von Dolomitneubildungen durchsetzt.

Hervorzuheben ist die starke Durchdringung der meisten Komponenten mit Brauneisen. Limonitische Kluftfüllungen und Erzkrusten bestimmen neben den zahlreichen Biogenen das mikroskopische Bild. Die erzimprägnierten und vererzten Fossilien sind insgesamt als umgelagert zu betrachten. Ihnen gegenüber befinden sich die bodenständigen, nicht vererzten Faunenelemente, in der Minderzahl.

In anderen Handstücken des brauneisenführenden Sandkalks treten die vererzten Komponenten etwas stärker zurück; die autochthonen Bestandteile der Fauna gewinnen daher die Oberhand. Einige Gehäuse gepfeilerter Nummuliten können zur Gruppe des *N. laevigatus* (Brugu.) gestellt werden; es sei aber betont, daß das vorliegende Material für eine artliche Bestimmung nicht ausreicht. Daneben wurden Schalenreste von *Pycnodonte gigantica* (Solander in Brander) gefunden, deren blasig-lamellärer Feinbau in Schliffen (G 1711—1712 a/78) gut zu erkennen ist. Das Gestein erscheint etwas sandreicher als die oben beschriebene Ausbildung. In ihm wurde zusätzlich ein vererztes Gehäuse der Gattung *Fasciolites* (= *Alveolina* auctorum) beobachtet.

Brocken desselben Schwarzerzes kommen auch im Hangschutt vor, der von der neuen Forststraße angeschnitten wurde. Es sind bräunliche, meist stärker angewitterte, limonitische, sandige Foraminiferenkalke. Neben *Nummulites* und *Discocyclina* wurden die Gattungen *Assilina* und *Operculina* sowie *Sphaerogypsina globulus* (Reuss) angetroffen (Schliffe G 1638—1639 a/78). Mittelschichten und Roterz-Äquivalente konnten hingegen nicht nachgewiesen werden.

Gegen das H a n g e n d e zu stellen sich dunkelgrünlichbraune, limonitische Foraminiferenkalke ein. Bankweise kann man von einem Assilinenkalk sprechen. In einzelnen Lagen ist auch Glaukonit stärker angereichert.

In Dünnschliffen (G 1636—1637 a/78, G 1697—1698 a/78) macht man folgende Beobachtungen: Die mikritische Grundmasse wird von Brauneisen durchsetzt. Die Hauptmasse des Gesteins besteht aus Fossilschutt. Quarz und Feldspäte treten in Form einzelner größerer Körner auf. Limonitpartikel sind nicht selten; als Imprägnationsmittel besitzt dieses Mineral allerdings eine weit größere Bedeutung. Glaukonit tritt gewöhnlich nur akzessorisch auf. An Kleinforaminiferen wurden u. a. *Bolivina, Globigerina, Globorotalia (Acarinina), Gl. (Morozovella)* und andere rotaliide Formen festgestellt. Die Großforaminiferen werden durch die Gattungen *Nummulites, Assilina, Operculina, Discocyclina* und *Aktinocyclina* repräsentiert. Reste von Bryozoen, Muscheln, Krebsen und Echinodermen (Seeigelstachel, Crinoiden) ergänzen das faunistische Bild.

An der neuen Forststraße folgen auf die erzführenden Schichten dunkelgrünlichgraue, glaukonitische, etwas mergelige Feinsandkalke. Ihre Mächtigkeit beträgt nur 0,4 m. Sie führen im Schliff (G 1710 a/78) Klein- und Großforaminiferen sowie Bryozoen-, *Pecten*- und Echinodermenreste. Sie vermitteln bereits zu den Schichten, welche nach Reis (1896, S. 44) das Hangende des Katzenloch-Baus bilden.

Für diesen Profilbereich lieferte der genannte Autor folgende Angaben: „Bank mit *Numm. perforatus*, weniger sandreich, ähnlich den *Perforatus*-Bänken im

Wollsberggraben, aber lange nicht so glaukonitreich; stellenweis viele *Orbitoides* und *Assilina* . . . 2 m".

Es handelt sich um graubraune bis bräunlichgraue, schwachsandige Kalke bis Sandkalke, welche durch Zunahme von Quarz auch in Kalksandsteine übergehen können. Diese Gesteine sind hart und zäh; sie stellen daher ein natürliches Dach des Katzenloch-Stollens dar. Lagenweise kommen die kalkigen Röhren der Anneliden-Art *Ditrupa cornea* (L.) häufiger vor; derartige Partien können als *Ditrupa*-Kalk zur Gliederung des Profils herangezogen werden.

Dünnschliffe (G 1633—1635 a/78) lassen folgende Einzelheiten erkennen: Die Matrix ist pelitisch bis pelitisch getrübt. Quarz tritt in wechselnder Menge auf. Glaukonitkörner sind ziemlich selten; glaukonitische Imprägnationen werden hingegen immer wieder beobachtet. Kleinforaminiferen gehören zu den häufigen Erscheinungen; sie verteilen sich auf Sandschaler, Milioliden, *Cibicides* und andere rotaliide Formen. An Großforaminiferen wurden die Gattungen *Nummulites, Operculina* und *Discocyclina* bestimmt. Hinzu gesellen sich Reste von *Ditrupa, Serpula,* Bryozoen, Lamellibranchiaten, Crustaceen und Echinodermen. Detritus von Corallinaceen ist nur ganz untergeordnet anzutreffen.

Ähnliche Gesteine fand Reis (1896, S. 29) auch im Galon-Graben, und zwar in seiner Eisenärzter Fazieszone. Sie enthalten „massenhaft Dentalien", d. h. die oben angeführte *Ditrupa.* Es ist hierbei zu berücksichtigen, daß die langgestreckten Röhren dieser Gattung früher mit den zahnförmigen Gehäusen von Scaphopoden verwechselt wurden. Reis fügte noch hinzu: „Neu ist hier die kalkige Entwicklung an der oberen Grenze der Eisensandsteine".

Fassen wir zusammen: Über den Schwarzerz-Schichten s. str. folgen im Profil des Katzenlochs ca. 2 m mächtige erzfreie Sedimente. Da sie noch im Liegenden des Nebengesteins auftreten, sollen sie als unvererzte Äquivalente der höheren Schwarzerz-Schichten aufgefaßt werden.

Die Schwarzerz-Schichten s. l. sind in das ältere Mitteleozän einzustufen. Ihre Faziesentwicklung vom Liegenden zum Hangenden läßt auf eine allmähliche Eintiefung des Ablagerungsraums schließen.

### b. Nebengestein

Nach Reis (1896, S. 44) werden diese Schichten durch einen „sehr harten, glaukonitischen, mittelkörnigen Kalksandstein mit Riesenexemplaren von *Orbitoides ephippium,* von *Numm. distans, Numm. Tchihatcheffi* und *Numm. perforatus*" repräsentiert. „Von anderen Fossilien finden sich hier *Ranina Helli, Conoclypus conoideus, Echinanthus* cf. *Cuvieri, Prenaster* spec., *Spondylus Münsteri, Pecten Halaensis, Cyclostreon internostriatum,* welche Fossilien nahezu alle für das Hangende der Schwarzerzregion charakteristisch sind. $2^1/_2$ m.".

Das Nebengestein stellt mit seinen leuchtend grünen Farben einen ausgezeichneten Leithorizont zwischen Schwarzerz-Schichten und Stockletten dar. Seine Härte läßt es im Gelände als Riegel hervortreten, sein Fossilreichtum lockt den Sammler an. Dieses Schichtglied ist daher für eine Korrelierung mit benachbarten Profilen von großer Bedeutung.

Die Gesteinsausbildung schwankt zwischen sandig-glaukonitischen, fossilreichen Kalken und glaukonitischen Sandkalken. Das Verhältnis von kalkiger Grundmasse zu Quarz, Glaukonit und Biogenen ist wenig konstant. Kalkreichere Partien liegen häufig als Knollen in einer grünsandigen Matrix. Hier ist wohl an Resedimentationsvorgänge zu denken. Die Verwitterungsfarben sind gelblich-bräunlich.

Das dickbankige Gestein ist stark zerklüftet; durch den Straßenbau wurden zahlreiche offene Spalten freigelegt. Die Mächtigkeit des Nebengesteins beträgt 2,5 m. Die Bänke fallen mit 75—80° nach S ein und streichen mit 90° E—W. Die Fundstelle liegt in einer Höhe von etwa 690 m über NN.

Discocyclinen und Nummuliten gehören zu den häufigsten Fossilien. Die großen flachen Gehäuse der erstgenannten Gattung sind meist sehr gut eingeregelt. Mittelgroße Nummuliten können der Gruppe des *N. perforatus* (Montf.) zugeordnet werden. Weitere Fossilfunde verteilen sich auf Brachiopoden, Gastropoden, Lamellibranchiaten und Echinodermen. Sie entsprechen der Fauna des Nebengesteins vom Kressenberg (Schlosser 1925). An eigenen Funden seien *Terebratula hilarionis* Meneghini und *Pecten suborbicularis* Münster angeführt. Infolge der zahlreichen Klüfte sind die Fossilien häufig mit einer dünnen Schicht von Sinterkalk versehen.

Unter dem Mikroskop (Schliffe G 1631—1632 a/78, G 1594—1597 a/78) beobachtet man eine mikritische Grundmasse, in die reichlich Fossilschutt eingebettet ist. Quarz- und Glaukonitkörner sind häufig. Glaukonitische Imprägnationen werden reichlich angetroffen. Phosphorit tritt in Form von Körnern oder als Imprägnationsmittel auf. Unter den Kleinforaminiferen überwiegen die pelagischen Gattungen *Globigerina* und *Globorotalia (Acarinina);* daneben stellen sich *Bolivina* und *Pararotalia* ein. Die Gehäuse der Großforaminiferen (Nummuliten, Discocyclinen) sind häufig angebohrt und zeigen sich gelegentlich von Rotalgen umwachsen. An Hartteilen von Evertebraten wurden beobachtet: Bryozoenstückchen, Wurmröhren *(Rotularia),* punktierte Terebratelschalen, Lamellibranchiatenreste (u. a. *Ostrea, Teredo),* Ostracoden und Echinodermenschutt (Asseln und Stacheln von Echiniden).

Umgelagerte limonitische Komponenten, wie sie im Nebengestein der Nordschuppe des Kressenbergs gehäuft auftreten, konnten nicht ermittelt werden.

In allen Schliffen machen sich Anzeichen einer starken tektonischen Beanspruchung bemerkbar. Das harte, starre Gestein ist stellenweise zerbrochen. An den Bruchrändern sind Glaukonitkörner und Fossilreste gewöhnlich zermahlen; ihr Zerreibsel schwimmt in der kalzitischen Gangfüllung. Derartige Gesteinpartien weisen einen mylonitischen Charakter auf.

Auf den Phosphoritgehalt des Nebengesteins machte bereits Reis (1922, S. 235) aufmerksam. Dieses Mineral ist besonders in Steinkernen von Fossilien angereichert.

Als abweichende Ausbildung des Nebengesteins ist ein grünlichgrauer, feinkörniger Fossilschutt zu betrachten (Schliff G 1593 a/78). In ihm tritt die Grundmasse fast ganz zurück. Das Gestein wird hauptsächlich aus dem Detritus von Biogenen gebildet. Quarz und Glaukonit kommen nur untergeordnet vor. Dafür scheinen Kleinforaminiferen um so häufiger auf. Die wichtigsten sind Sandschaler, *Robulus, Globigerina, Cibicides* und andere rotaliide Formen.

Mehr oder weniger abgerundete Brocken von Nebengestein werden auch im Hangschutt beobachtet. Hierher gehören bräunlich angewitterte sandige Fossilschuttkalke bzw. Sandkalke (Schliffe G 1619—1623 a/78). Sie lassen keine zusätzlichen Beobachtungen zu und können daher übergangen werden.

Den Abschluß des Nebengesteins bilden geringmächtige grünlichgraue, glaukonitische, sandige, weiche Mergel (Probe 3693). Ihre wahre Mächtigkeit konnte nicht ermittelt werden, da diese Schichten offensichtlich tektonisch reduziert sind. Sie führen eine reiche, wenn auch etwas kleinwüchsige und nicht sehr gut erhaltene Mikrofauna. Die meisten Gehäuse liegen als Glaukonitsteinkerne vor, ein Erhaltungszustand, der das Faunenbild entscheidend prägt. Die ziemlich häufigen Globigerinen sind gewöhnlich verdrückt. An pelagischen Foraminiferen wurden ferner kleine ungekielte Globorotalien (Untergattung *Acarinina*), seltener *Globorotalia (Morozo-*

*vella) spinulosa* CUSHM. beobachtet. An Sandschalern sind *Plectina dalmatina* (SCHUBERT), *Tritaxilina pupa* (GÜMBEL) sowie Angehörige der Gattungen *Spiroplectammina, Clavulinoides* und *Karreriella* zu nennen. Das kalkschalige Benthos wird vor allem durch *Marginulinopsis fragaria* (GÜMBEL), *Vaginulinopsis cumulicostata* (GÜMBEL), und *Uvigerina acutocostata* (HAGN) vertreten. Dazu gesellen sich die Genera *Robulus, Bulimina, Stilostomella, Osangularia, Anomalinoides* und *Cibicides*. Fischreste runden das faunistische Bild ab. Im Rückstand wurden neben Quarz- und Glaukonitkörnern etwas Phosphorit festgestellt.

Die Mikrofauna gestattet eine Einstufung in den jüngeren Teil des Mitteleozäns. Die Globorotalien lassen ein obereozänes Alter mit Sicherheit ausschließen. Es sei noch vermerkt, daß REIS (1896, S. 44) eine „hangende weichmergelige Grünsandschicht" zwischen dem eigentlichen Nebengestein und Stockletten nicht auffinden konnte.

Das Nebengestein umfaßt daher in seiner Gesamtheit den Zeitbereich mittleres bis höheres, wenn auch nicht höchstes Mitteleozän. Sein Faziescharakter ist neritisch. Der Ablagerungsraum dieser Schichten leitet allmählich vom inneren zum äußeren Schelf und damit zur südlich anschließenden Beckenfazies über, welche durch die Stockletten bzw. Buntmergelserie vertreten wird (vgl. hierzu BREITSCHMID 1978, Abb. 3 auf S. 150).

### c. Stockletten

Unmittelbar im Hangenden des Nebengesteins folgen schwarze, feinsandige, schwach glaukonitische Mergel, welche im Südhelvetikum gewöhnlich die Sedimentation der Stockletten einleiten (HAGN 1960, S. 53; 1967, S. 283). Ihre Mächtigkeit beträgt nur einige cm. Sie sind stark ausgequetscht und treten als einzelne Schollen auf. Diese basalen Stockletten enthalten eine spärliche, mäßig erhaltene Mikrofauna (Probe 3694), die derjenigen der glaukonitischen Mergel des Nebengesteins (Probe 3693) ähnelt. Glaukonitsteinkerne konnten allerdings nicht beobachtet werden. Das Auftreten kleiner Acarininen weist auf höheres Mitteleozän hin.

Die eigentlichen Stockletten sind als gelblichgraue, weiche, stückig brechende Mergel ausgebildet. Über sie machte REIS (1896, S. 44) keine näheren Angaben. Sie sind 4,5 m mächtig. Ihre Ausbildung erscheint sehr einheitlich, so daß eine lithologische Gliederung nicht möglich ist.

Lithothamnienkalke, wie sie den Globigerinenmergeln zahlreicher anderer Lokalitäten eingelagert sind, fehlen den Stockletten des Katzenloch-Profils. Eine „Hartbank" aus dem tieferen Teil des Aufschlusses wird überwiegend aus sekundär ausgeschiedenem Kalzit aufgebaut. Im Schliff (G 1592 a/78) beobachtet man hauptsächlich Kluftkalkspat, daneben etwas zerriebene Mergelsubstanz. Einzelne Kalzitkristalle sind zonar gebaut und enthalten an den Wachstumsgrenzen feinste Tonzwischenlagen. Außerdem wurden Skelettformen von Kristallen festgestellt. Die Kalzitruscheln werden im übrigen bis zu 3 cm dick.

Es wurden elf Schlämmproben entommen. Sämtliche Proben (3680, 3685, 3690, 3695—3702) führen reiche, wenn auch meist etwas eintönige Mikrofaunen. Das Faunenbild wird von normalwüchsigen Globigerinen bestimmt, deren Gehäuse gewöhnlich stark verdrückt sind. Neben diesem pelagischen Faunenelement spielen röhren- und bandförmige Sandschaler sowie andere einfach gebaute agglutinierte Foraminiferen („Flyschsandschaler") die zweitwichtigste Rolle. Das kalkschalige Benthos tritt hingegen stärker zurück. Diese dritte Komponente setzt sich haupt-

sächlich aus Angehörigen der Familien Lagenidae und Buliminidae zusammen, doch stellen sich auch rotaliide Formen immer wieder ein.

Die Gattung *Globigerina* wird durch eine ganze Anzahl von Arten vertreten, von denen vorerst allerdings nur *G. eocaena* Gümbel und *G. cryptomphala* Glaessner bestimmt wurden. Weitere Angaben würden umfangreiche taxonomische Studien dieses Genus voraussetzen. Dasselbe gilt für *Globigerinita*. Hier kommen die Arten *G. dissimilis* (Cushman & Bermudez) und *G. pera* (Todd) in die engere Wahl. Die Gattung *Globigerinatheka* ist ein seltener Gast; einzelne Gehäuse lassen sich indes gut auf *G. semiinvoluta* (Keijzer) beziehen. Von entscheidender stratigraphischer Bedeutung sind die Globorotalien der *cerroazulensis*-Reihe (Toumarkine & Bolli 1970). Neben der Nominatunterart *Gl. (Turborotalia) cerroazulensis cerroazulensis* (Cole) konnten *Gl. (T.) cerroazulensis pomeroli* Toumarkine & Bolli sowie Übergangsformen zu *Gl. (T.) cerroazulensis cocoaensis* Cushman beobachtet werden.

Unter den sandschaligen Foraminiferen herrscht die Gattung *Psammosiphonella* vor; möglicherweise verbergen sich unter den röhren- und bandförmigen Gehäusen noch weitere Gattungen. Daneben wurden folgende Genera festgestellt: *Saccammina, Hyperammina, Kalamopsis, Reophax, Ammodiscus, Lituotuba, Trochamminoides, Haplophragmoides, Ammobaculites, Textularia, Spiroplectammina, Bolivinopsis* und *Marssonella*. Die „höheren" Sandschaler werden vor allem durch *Vulvulina haeringensis* (Gümbel), *Clavulinoides alpinus* Cushman, *Dorothia fallax* Hagn und *Karreriella subglabra* (Gümbel) repräsentiert.

Dem kalkschaligen Benthos gehören u. a. an: *Bulimina semicostata* Nuttall, *Uvigerina acutocostata* (Hagn), *U. chirana* Cushman & Stone, *Oridorsalis umbonatus* (Reuss), *Osangularia pteromphalia* (Gümbel), *Nodosarella tuberosa* (Gümbel), *Globocassidulina globosa* (Hantken), *Heterolepa eocaena* (Gümbel), *Cibicides ammophilus* (Gümbel), *C. limbatus* Cita und *C. venezuelanus* Nuttall. Hinzu kommen die Gattungen *Sigmoilina, Robulus, Planularia, Nodosaria, Dentalina, Lagena, Bolivina, Stilostomella, Fissurina, Gyroidinoides, Pleurostomella* und *Anomalinoides*.

Ostracoden sind nur hin und wieder anzutreffen. Es wurden die Gattungen *Cytherella* und *Bairdia* sowie Angehörige der Familie Trachyleberididae bestimmt.

Die Mikrofaunen der einzelnen Proben sind, von gewissen Schwankungen abgesehen, ziemlich einheitlich. Sie zeigen eine große Ähnlichkeit mit der obereozänen Fauna von Varignano bei Torbole am Gardasee (Hagn 1956). Es sei noch erwähnt, daß im Schlämmrückstand einzelner Proben vereinzelt kleine Glaukonitkörner beobachtet wurden.

Mit Hilfe der oben genannten Globorotalien können die Stockletten des Katzenloch-Profils als Obereozän datiert werden. Die Übergangsformen zu *Globorotalia (Turborotalia) cerroazulensis cocoaensis* Cushman lassen zudem auf den höheren Teil des Unteren Priabons und damit auf den mittleren Abschnitt der *Globigerinatheka semiinvoluta*-Zone schließen (Toumarkine & Bolli 1975, Abb. 1—2 auf S. 72—73). Diese Einstufung wird durch das Nannoplankton gestützt; so konnte Herr Prof. Dr. E. Martini, Frankfurt a. M., die südlichste Stockletten-Probe seiner Nannoplankton-Zone NP 19 (*Isthmolithus recurvus*-Zone) zuordnen (briefliche Mitteilung vom 20. 12. 1977; vgl. hierzu Martini 1970, S. 560; ferner Proto Decima, Roth & Todesco 1975, Abb. 3 auf S. 45).

Aus dieser Altersbestimmung erhellt, daß das Profil des Katzenlochs nicht vollständig ist. Es fehlen die tieferen Anteile der Stockletten; sie sind offensichtlich tektonisch unterdrückt. Hinweise für eine Reduktion der Schichtfolge lieferten ja bereits die weichen Mergel des Nebengesteins sowie die verquälten basalen Stockletten (S. 190). Es ist ferner zu bedenken, daß die Stockletten unter den Schichtgliedern des helvetischen Eozäns gewöhnlich die größten Mächtigkeiten aufweisen. Die oben

angeführte Mächtigkeit von 4,5 m entspricht daher nur einem Teil der Globigerinenmergel.

Zum Schluß noch einige Worte über die bathymetrischen Verhältnisse. Die pelitische Ausbildung der Stockletten läßt gegenüber dem Nebengestein eine weitere Absenkung des Meeresbodens erkennen. Die neritische Sedimentation wurde durch eine pelagisch-bathyale abgelöst. Die Stockletten stellen bereits eine echte Beckenfüllung dar. Ihr Reichtum an planktonischen Foraminiferen, das häufige Auftreten von „Flyschsandschalern" sowie die Vertreter der Lageniden und Buliminiden weisen auf größere Meerestiefen hin. Hier sei ein Vergleich mit dem Triester Flysch gestattet, der vor Jahren von einer Wiener Arbeitsgruppe (GOHRBANDT et al. 1960) eingehend untersucht wurde. Auch diese Ablagerungen sind reich an Globigerinen und Sandschalern. Für sie nahm GOHRBANDT (in GOHRBANDT et al. 1960, S. 183, 187) eine Ablagerungstiefe von 700—1200 m an. Das gleiche Bild bieten Schlämmproben aus dem eozänen Flysch Mittel-Istriens, welche der Verfasser im August 1977 unterhalb Pićan und an der Straße Lindar-Pazin (Jugoslawien) aufsammelte. Es liegt daher nahe, auch in unserem Fall an eine Meerestiefe von einigen hundert Metern zu denken.

### d. Katzenloch-Schichten

Im Süden schließt an die Stockletten eine bisher unbekannte Schichtfolge an, für die hiermit der Name Katzenloch-Schichten vorgeschlagen wird. Ihre Mächtigkeit beläuft sich auf 2,4 m. Sie streichen mit 80° WSW und fallen sehr steil (85°) nach S ein (Abb. 3).

Die Katzenloch-Schichten besitzen in frischem Zustand eine bläulichgraue Farbe, die auf den ersten Blick an Molasse erinnert. Dadurch heben sie sich gut von den Stockletten ab. Die Schichtfolge läßt vom Liegenden (im N) zum Hangenden (im S) eine Abnahme der Korngröße erkennen. Sie setzt mit einer Basisbank ein, welche lagenweise von feinkonglomeratischen Fossilschuttkalken aufgebaut wird. Darüber folgen gut gebankte bis feinplattige Feinsandkalke und -mergel, die ihrerseits von Mergeln und Tonmergeln überlagert werden (Abb. 4). Auch hierin unterscheiden sich die Katzenloch-Schichten von den Stockletten, da letzteren Quarz (in nennenswerten Mengen) und Geröllchen fremder Gesteine fehlen.

Das Profil der Katzenloch-Schichten weist kleinere tektonische Komplikationen auf. So war den feinplattigen, sandigen Mergeln der mittleren Katzenloch-Schichten eine Scholle von Tonmergeln aus dem jüngsten Anteil dieser Serie eingeklemmt. Andererseits werden die härteren Bänke im rechten unteren Teil des Aufschlusses von einer Kluft abgeschnitten; nördlich dieser Störung, also im scheinbar Liegenden der Basisbank, wurden durchbewegte Mergel und Feinsandkalke der höheren und mittleren Katzenloch-Schichten im tektonischen Kontakt zu Stockletten angetroffen. Abgesehen von diesen Unregelmäßigkeiten liegt offenbar ein ungestörtes und einigermaßen vollständiges Profil vor.

Basisbank. — Größere Stücke der Basisbank sind uneben, ihre Schichtflächen zeigen sich krummschalig verbogen. Die Mächtigkeit schwankt gewöhnlich zwischen 10 und 11 cm; nach E zu scheint die Bank bis auf wenige cm auszukeilen. Auf der Unterseite beobachtet man wulstartige, stromlinienförmige Fließmarken („flute casts"), welche auf eine Strömung aus dem Süden schließen lassen. Daneben treten knollige bis warzenförmige Belastungsmarken („load casts") auf. Eine gezackte Marke täuscht den Abdruck eines Wirbeltierfußes vor; sie erinnert an „bizarre" Be-

Abb. 4: An der Wiege der Molasse. Aufschlußbild der tieferen und mittleren Katzenloch-Schichten. Die Breite des Aufschlusses beträgt 1,6 m. H. HAGN phot. 19. 3. 1978.

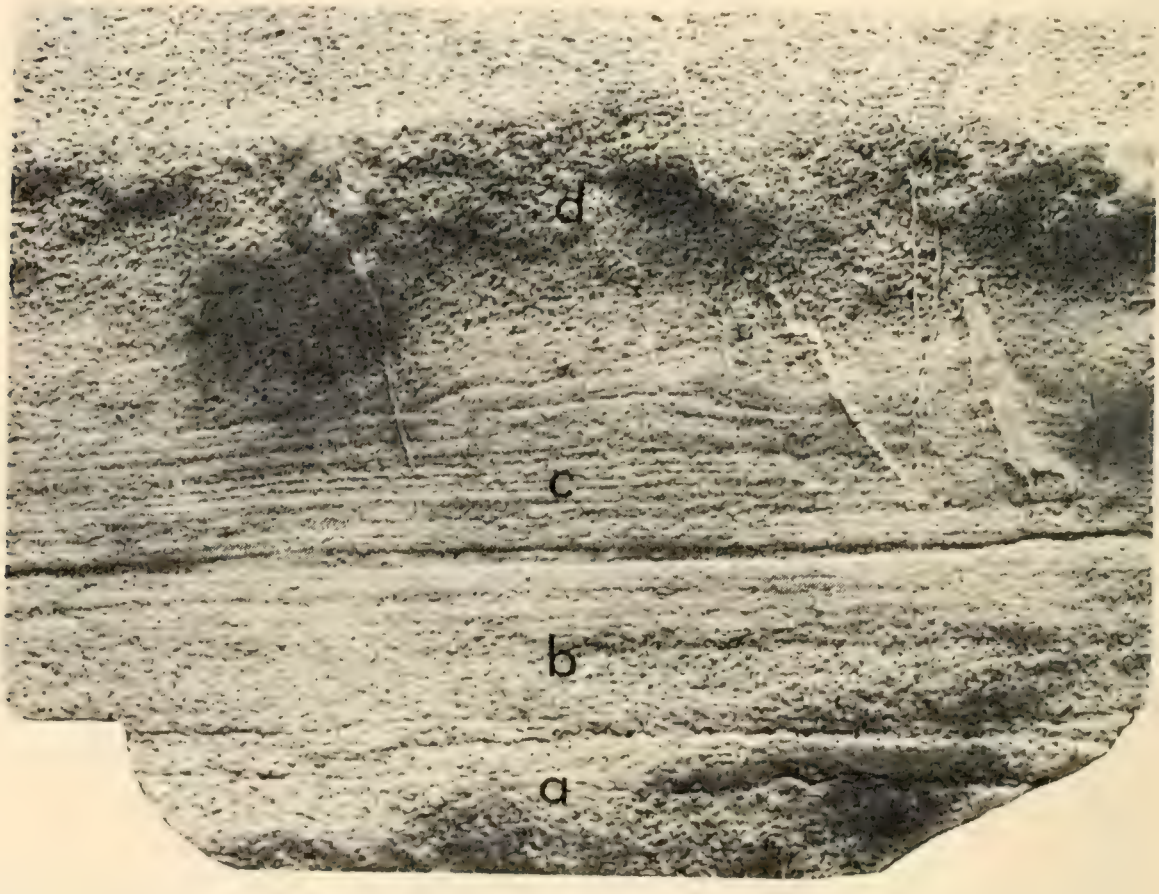



Abb. 5: Angewitterte Oberfläche der Basisbank mit Teilbänken a—d. Handstück E 1402. Schwach verkleinert.

lastungsmarken, wie sie von HESSE (1972, Taf. 3, Bild 1) aus dem Reiselsberger Sandstein des Wendelstein-Vorlandes beschrieben wurden. Im ersten Fall handelt es sich um Ausfüllungen von Auskolkungen des Meeresbodens durch einen fließenden Gesteinsbrei, der einen neuen Abschnitt der Sedimentation im Südhelvetikum einleitete.

Der Aufbau der Basisbank ist nicht einheitlich. An angewitterten Oberflächen und an Anschliffen können vier Teilbänke unterschieden werden, die mehr oder weniger deutlich gegeneinander abgesetzt sind (Abb. 5; Taf. 13, Bild 1).

Teilbank a, ein feinkonglomeratischer Fossilschuttkalk, wird etwas über 2 cm mächtig. Zusammen mit Teilbank b stellt sie das grobkörnigste Sediment der Katzenloch-Schichten dar. Dementsprechend führt dieses Gestein auch die meisten Mikrofossilien, darunter retikulierte Nummuliten. Die größte Ansammlung von Geröllchen birgt Teilbank b. Die fast ausschließlich karbonatischen Komponenten, welche nur ausnahmsweise einen Durchmesser bis zu 1 mm erreichen, sind im höheren Abschnitt dieser Teilbank lagenartig angereichert (Taf. 13, Bild 2). Ihre Mächtigkeit beträgt nur etwa die Hälfte der Teilbank a. Teilbank c erscheint in sich außerordentlich reich gegliedert. Sie ist sehr feinkörnig und extrem feinstgeschichtet. Sand- und tonreichere Lagen, darunter eine etwas dickere, lösen einander in mehrfachem Wechsel ab. Manche Schichtflächen sind mit Pflanzenhäcksel bedeckt. Im oberen Teil beobachtet man ein rippelartiges Aufbiegen der Schichten Die Mächtigkeit dieser Teilbank bewegt sich um 3 cm. Teilbank d endlich ist in sich homogener und weist mit 5 cm auch die größte Mächtigkeit auf. Sie wird aus Fossilschuttkalk aufgebaut.

Die qualitativen Unterschiede der Basisbank lassen demnach drei Hauptschüttungen erkennen. An wichtigen bankinternen Gefügen sind gradierte Schichtung (häufig im mm-Bereich) sowie (in Teilbank c) welliger Schichtverlauf hervorzuheben. Zusammen mit den Sohlmarken auf der Bankunterseite deuten diese Merkmale auf den Gesteinscharakter eines Turbidits hin (vgl. hierzu S. 219).

Teilbank a enthüllt in Dünnschliffen (G 1660—1664 a/78) folgende Einzelheiten: Das pelitische Bindemittel tritt stark zurück; es füllt die Zwickel zwischen den klastischen Komponenten aus. Quarz ist, insbesondere in Form größerer Körner, ziemlich selten. Auch Glaukonit kommt nur untergeordnet vor. Pyrit ist ein häufiges Imprägnationsmittel, kommt aber auch als Butzen vor. An Schwermineralen ist braunroter Spinell zu nennen.

Die vorherrschenden karbonatischen Geröllchen weisen in der Regel eine gute Rundung auf. Sie sind fein- bis grobkörnig struiert, klar bis pelitisch getrübt und nicht selten schwärzlich pigmentiert. Sie enthalten teilweise umkristallisierte Fossilreste, teilweise pelletartige Feinstrukturen. Ein Teil der Komponenten wird von kalzitischen Rupturen durchsetzt. Manche Dolomite sind endogen verbrescht und erinnern dadurch an Hauptdolomit. Die meisten Gerölle gehören wohl der Trias an. Graue spiculitische Kalke sind hingegen als Lias, graue Radiolarienkalke als Malm zu bestimmen.

Daneben stellen sich einige kieselige Komponenten ein. Sie sind nur kantengerundet. Hierher gehören bräunliche Spiculite und Radiolarite des Jura. Sehr feinkörnige Gesteine ohne erkennbare Fossilreste erweisen sich im polarisierten Licht als Quarzaggregate; sie sind als Hornsteine zu deuten[3]).

Einige Pelitgeröllchen und -fetzen führen grobperforierte Globigerinen und Acarininen; es handelt sich hierbei um älteres Eozän auf sekundärer Lagerstätte. Komponenten mit

---

[3]) In einem Dünnschliff (G 1770 a/78) eines kalkalpinen Cenoman-Gerölls, das in jungdiluvialen Schottern im Korbiniani-Holz N München gefunden wurde (leg. H. OBERMÜLLER), konnten dieselben Komponenten beobachtet werden. Sie sind mit strukturbietenden Lias-Spiculiten durch alle Übergänge verbunden.

kleinen Globigerinen und Heteroheliciden könnten der Oberkreide angehören, doch fehlt hierfür noch der letzte Beweis.

Sandige Mergelgeröllchen sind teilweise reich an Spinell und opaken Körnern (? Magnetit). Sie stellen möglicherweise Resedimente dar.

An Kleinforaminiferen wurden Angehörige der Ataxophragmiidae sowie andere Sandschaler, zahlreiche, häufig pyritdurchstäubte Milioliden (Taf. 16, Bild 1), die Gattungen *Robulus, Bolivina, Stilostomella, Pararotalia, Schlosserina, Globigerina* und *Gypsina* beobachtet. Ferner konnten die Arten *Gypsina linearis* (Hanzawa), *Sphaerogypsina globulus* (Reuss) und *Asterigerina rotula* (Kaufm.) bestimmt werden.

Unter den Großforaminiferen nehmen die Nummuliten den ersten Rang ein. Die retikulierten Formen werden durch *N.* cf. *fabianii* (Prever) vertreten. Hinzu gesellen sich *N.* cf. *stellatus* Roveda sowie kleine, linsenförmige Gehäuse aus der Gruppe des *N. incrassatus* de la Harpe. An weiteren Gattungen wurden beobachtet: *Operculina, Grzybowskia, Discocyclina, Aktinocyclina* und *Eorupertia.* Das Genus *Borelis* wird durch kleine, langgestreckte, in der Regel sehr schlecht erhaltene Gehäuse repräsentiert.

Die Reste von Metazoen verteilen sich auf kalzitische Wurmröhren *(Ditrupa),* Bryozoen, punktierte Terebratelschalen, Schill von *Pecten* und *Ostrea,* umkristallisierte Muschelschalen, Splitter von Crustaceenpanzern, Ostracodenschälchen und Echinodermenschutt. Von Vertebraten sind Wirbel und andere Fischreste anzuführen.

Rotalgen treten in größeren Bruchstücken auf. Neben *Lithothamnium* vel *Lithophyllum* wurde *Lithoporella* festgestellt.

Der Fossilschutt ist ungemein dicht gepackt (Taf. 14, Bild 1—2). Die größeren Biogene und anorganischen Komponenten sind gut eingeregelt. Im übrigen herrscht wirre Lagerung. Die Korngröße der Litho- und Bioklaste entspricht einander weitgehend. Die Hartteile sind häufig in situ zerbrochen. Gelegentlich wurden Verkieselungserscheinungen beobachtet.

Teilbank b (Schliffe G 1659 a/78, G 1664 a/78) bietet nichts Neues. Auch sie führt *N.* cf. *fabianii.* Die lagenartige Anreicherung der Geröllchen ermöglicht ein gründliches Studium der einzelnen Karbonattypen.

Teilbank c wurde ebenfalls in den Schliffen G 1659 a/78 und G 1664 a/78 erfaßt. In ihr sind Quarzkörner stärker angereichert; das Gestein ist daher als Feinsandkalk zu bezeichnen. Die Feinschichtung ist gut zu erkennen. Daneben wurden Glimmer und brauner Spinell gefunden. Karbonatgeröllchen treten nur vereinzelt auf. Fossilschutt ist häufig. Opake Einschlüsse sind auf inkohltes Pflanzenhäcksel zurückzuführen.

Teilbank d wird von einem bläulichgrauen, bräunlich angewitterten, schwach sandigen, geröllchenführenden, mittelkörnigen Fossilschuttkalk aufgebaut. Unter dem Mikroskop (Schliffe G 1651—1658 a/78) beobachtet man fast alle Komponenten der Teilbänke a—b. Ihr Korn ist allerdings etwas feiner. Kleinere Quarzkörner sind dem Gestein in wechselnder Menge eingestreut. Von *N.* cf. *fabianii* wurde nur ein einziges Gehäuse angetroffen. Zusätzlich stellen sich einige wenige Kleingastropoden ein. Unter den klastischen Komponenten ist ein Pelitgeröllchen mit Radiolarien und Stomiosphaeren aus dem Malm als Besonderheit hervorzuheben. Gelblich-bräunliche Spiculite und Radiolarite gehören gleichfalls zu den seltenen Erscheinungen.

Die Basisbank birgt gleich zwei Besonderheiten. Einmal die retikulierten Nummuliten, welche als *N.* cf. *fabianii* (Prever) bestimmt wurden. Zum anderen die zahlreichen Geröllchen mesozoischer Gesteine, deren Herkunft für alle weiteren paläogeographischen Überlegungen von entscheidender Bedeutung sein wird.

*Nummulites fabianii* gilt unbestritten als Leitfossil des Priabons. Die in der Basisbank angetroffenen Gehäuse retikulierter Nummuliten liegen fast ausschließlich als Axialschnitte vor (Taf. 14, Bild 1—2; Taf. 16, Bild 2). Ohne Auswertung der Spira im Medianschnitt ist eine uneingeschränkte artliche Bestimmung allerdings nicht möglich, zumal sich um *N. fabianii* noch weitere eng verwandte Arten bzw. Unterarten scharen (Roveda 1970, S. 235 usf.). Hierher gehört vor allem

*N. retiatus* Roveda aus den Grenzschichten Obereozän/Unteroligozän (Roveda 1959), mit dem unsere Form ebenfalls eine große Ähnlichkeit besitzt. Da aber die Gruppe um *N. fabianii* s. l. auch im Axialschnitt eindeutig zu erkennen ist, können die vorliegenden Gehäuse unbedenklich als N. cf. *fabianii* bezeichnet werden. Sie gestatten, die Basisbank der Katzenloch-Schichten in das Priabon einzustufen.

*N.* cf. *fabianii* führt ferner zu einem Vergleich mit den obereozänen Schichten von Oberaudorf im Unterinntal (Hagn 1960, S. 144 usf.). Ein wichtiges Schichtglied dieser faziell sehr abwechslungsreichen Serie stellen die *Fabianii*-Sandsteine dar. Gehäuse von diesem Vorkommen wurden vom Verfasser (l. c., Taf. 2, Bild 2, 3, 7; Taf. 3, Bild 1) abgebildet. Bemerkungen über die genannte Art sind ferner Reichel (in Zöbelein 1955, S. 345) zu verdanken. Es hat den Anschein, als seien die vorliegenden Gehäuse etwas flacher und zierlicher als diejenigen von Oberaudorf. In diesem Zusammenhang wäre eine zusammenfassende Bearbeitung aller *Fabianii*-Funde, auch solcher aus Geröllen der subalpinen Molasse und des Quartärs, wünschenswert.

Trotz dieser Einschränkung kann die starke Affinität zu Oberaudorf nicht übersehen werden. *N. fabianii* ist zudem ein südliches Faunenelement, das bislang weder im Helvetikum noch im Untergrund der Molasse angetroffen wurde. Es liegt daher nahe, an ein Einzugsgebiet dieser Art aus dem kalkalpinen Raum zu denken.

Hier stellt sich nun die Frage nach der Herkunft des mesozoischen Schutts. Es sei zunächst nur soviel verraten, daß er gleichfalls im Kalkalpin beheimatet war. Vergleiche mit obereozänen geröllführenden Sedimenten von Oberaudorf und östlich anschließender Gebiete ergaben eine völlige Übereinstimmung der karbonatischen Komponenten. Dolomite herrschen in dieser Region zahlenmäßig eindeutig vor (z. B. Hagn & Wellnhofer 1967, S. 212). Dasselbe Verhältnis von Dolomit zu Kalk wurde durch einen Färbeversuch mit Alizarin-S in der Teilbank b festgestellt (Taf. 13, Bild 2). Es sei vorausgeschickt, daß auch in der subalpinen Molasse Geröllchen von Dolomit solche von Kalk bei weitem überwiegen. Damit ist bereits die erste Beziehung der Katzenloch-Schichten zur Molasse des Alpenvorlandes hergestellt (vgl. hierzu S. 221).

Feinsandkalke und -mergel. — Dieser Profilabschnitt wird durch eine bis 22 cm mächtige Bank eines bläulichgrauen, bräunlich anwitternden Feinsandkalks eingeleitet (Abb. 4). Im tieferen Teil erscheint das Gestein homogen, das Korn ist gut sortiert. Im Schliff (G 1648 a/78) tritt die kalkige, feinkörnige Grundmasse stark zurück; das Schliffbild wird von kleinen Quarzkörnern, Karbonatgeröllchen und Fossilschutt bestimmt. Glaukonit ist selten. Pyrit kommt meist als Ausfüllung von Foraminiferen-Gehäusen vor. Es wurden Sandschaler, Milioliden, die Gattungen *Robulus, Bolivina, Stilostomella, Pararotalia, Globigerina* sowie andere rotaliide Formen und *Gypsina linearis* (Hanzawa) festgestellt. Kleine Nummuliten und Discocyclinen, meist fragmentär, fehlen ebenfalls nicht. Daneben wurden Reste von Bryozoen, Muscheln, Echinodermen, Fischen und Corallinaceen beobachtet. Lagenweise wurde auch Pflanzenhäcksel angetroffen.

Gegen das Hangende zu wird das Gestein fossilärmer (Schliff G 1649 a/78). Gleichzeitig löst sich die Bank in einzelne Teilbänkchen auf. Die oberste Teilbank (4 cm) ist in sich stark gegliedert. Sie zeigt gradierte Schichtung. Die Schichtflächen verlaufen teilweise geschlängelt, stellenweise ist auch Schrägrichtung zu erkennen.

Die einzelnen Sandlagen werden wiederholt von jüngeren Schichten gekappt (Schliff G 1702 a/78).

Es wurde bereits eingangs erwähnt, daß im rechten unteren Teil des Aufschlusses im Norden einer Kluft Feinsandkalke auftreten, welche Mergeln der höheren Katzenloch-Schichten tektonisch eingelagert sind. Es handelt sich um losgelöste Schollen und Späne von fein- bis feinstgeschichteten, gradierten Gesteinen der mittleren Katzenloch-Schichten. Diese Rhythmite führen nur untergeordnet Fossilreste, meist Foraminiferen (Schliffe G 1650 a/78, G 1668—1669 a/78).

Auf die oben beschriebene Bank folgen im Normalprofil feinsandige, kalkigmergelige bis mergelige Schichten, die eine Mächtigkeit von 1,20 m erreichen. Sie sind deutlich lamelliert (Abb. 4). Die einzelnen Bänkchen sind geringmächtig, ihre Schichtflächen erscheinen nicht selten wellig verbogen. Die zahlreichen härteren Lagen werden voneinander durch dünne Pelitbestege getrennt. Pflanzenhäcksel ist häufig.

Eine Schlämmprobe dieser plattigen, feinsandigen Mergel (Probe 3705) lieferte nur eine sehr spärliche Mikrofauna, die u. a. kleine Fischzähnchen enthält. Nach einer brieflichen Mitteilung von Frau Dr. I. Draxler, Wien, vom 23. 2. 1978 führt dieselbe Probe zwar keine Pollen und Sporen, jedoch gut erhaltene Hystrichosphaerideen in großer Formenmannigfaltigkeit. Herr Prof. Dr. E. Martini, Frankfurt a. M., fand in denselben Schichten *Isthmolithus recurvus* Deflandre (Brief vom 19. 1. 1978); er stufte sie daher in die Nannoplankton-Zone NP 19 und damit in das P r i a b o n ein.

M e r g e l u n d T o n m e r g e l. — Die höheren Katzenloch-Schichten sind rein pelitisch entwickelt. Ihre Farbe ist in frischem Zustand hellbläulichgrau. Auf sie entfallen 0,9 m im Profil. Die Schlämmrückstände weisen einen wechselnden Feinsand- und Glimmergehalt auf. Ihre Mikrofaunen sind unterschiedlich reich und setzen sich aus folgenden Komponenten zusammen:

Plankton: im wesentlichen Globigerinen, seltener Globorotalien, häufig etwas kleinwüchsig und meist zerbrochen.

Benthos: überwiegend Sandschaler („Flyschsandschaler"), untergeordnet kalkschalige Formen.

Allochthone Faunenelemente: Seichtwasser-Foraminiferen, dazu vor allem Bryozoen und Ostracoden. Die Hartteile zeigen gewöhnlich Abrollungserscheinungen, sind stärker verkalkt und nicht selten pyritdurchstäubt. Sie unterscheiden sich daher von den autochthonen Fossilien in der Regel durch ihren Erhaltungszustand. — Pelagische Foraminiferen: Globotruncanen der höheren Oberkreide, Acarininen und wohl auch Globigerinen des Alttertiärs.

Probe 3706 (Mergel) wurde unmittelbar über den plattigen Feinsandmergeln der mittleren Katzenloch-Schichten entnommen. Sie lieferte eine spärliche Mischfauna. Die autochthonen Faunenelemente werden durch Globigerinen, Übergangsformen von *Globorotalia (Turborotalia) cerroazulensis cerroazulensis* (Cole) zu *Gl. (T.) cerroazulensis cocoaensis* Cushman sowie durch die Gattungen *Bolivina* und *Fissurina* vertreten. An allochthonen Komponenten wurden Milioliden, ferner die Gattungen *Guttulina, Asterigerina, Pararotalia* und *Cibicides* beobachtet. Dazu gesellen sich kleine Nummuliten und Discocyclinen-Geröllchen, außerdem Bryozoenbruchstücke sowie glatte und grobgenetzte Ostracoden.

Probe 3707 (30 cm im Hangenden von Probe 3706) entstammt sehr weichen Tonmergeln. In ihr überwiegen die fremden Faunenelemente. Zusätzlich zu den oben genannten Gattungen und Arten wurden *Globulina, Operculina, Grzybowskia, Asterigerina rotula* (Kaufm.) und Reste von Kleingastropoden beobachtet. Ein Teil des Schlämmrückstands wurde in Kunstharz (Akemi) eingegossen. Ein davon angefertigter Dünnschliff (G 1671 a/

78) ließ Karbonatgeröllchen, feinsandige Komponenten, Sandschaler, Milioliden, *Stilostomella, Nummulites, Discocyclina, Pararotalia, Asterigerina, Globigerina* und Bryozoen erkennen.

Probe 3708 (30 cm im Hangenden von Probe 3707) ist als blaugrauer Mergel ausgebildet. Sie enthält eine überwiegend autochthone Mikrofauna, die sich vor allem aus Globigerinen zusammensetzt. Daneben kommen Sandschaler *(Psammosiphonella)* vor. Einige wenige Globotruncanen, teilweise schwärzlich pigmentiert, sind aus der Oberen Kreide umgelagert. An allochthonen Faunenelementen des höheren Eozäns wurden u. a. *Textularia, Rotorbinella, Planulina* und Discocyclinen festgestellt.

Probe 3709 (30 cm im Hangenden von Probe 3708) entspricht faziell Probe 3707. Sie birgt eine sehr reiche Mischfauna. Ein kleines Gehäuse von *Globorotalia* kommt der *Gl. (Turborotalia) cerroazulensis cocoaensis* CUSHMAN schon sehr nahe. Zusätzlich zu den bisher erwähnten Gattungen konnten *Trifarina, Queraltina, Baggina* und *Asterocyclina* bestimmt werden. Selbst Corallinaceen-Grus fehlt nicht.

Probe 3710 (in plattige, feinsandige Mergel eingequetschte Scholle von weichen hellgrauen Tonmergeln, vgl. hierzu S. 193) beinhaltet eine außerordentlich reiche „Taphocönose". Die pelagischen Foraminiferen verteilen sich auf die Gattungen *Globigerina, Globigerinita* und *Globigerinatheka.* An Sandschalern wurden *Psammosiphonella, Reophax, Ammodiscus, Trochamminoides, Ammobaculites* und *Vulvulina* festgestellt. Dem kalkschaligen Benthos gehören *Stilostomella, Gyroidinoides* und *Cibicides ammophilus* (GÜMBEL) an. Zur allochthonen Faunengruppe sind zu rechnen: *Textularia,* Milioliden, *Globulina, Guttulina, Nodosaria,* kleine gestreifte Nummuliten, *Operculina, Penoperculoides, Pararotalia, Asterigerina rotula* (KAUFM.), *Cibicides,* Discocyclinen und Ostracoden.

Hier sei noch eine Sammelprobe (3719) angeführt, welche aus verschiedenen Mergel- und Tonmergelhorizonten entnommen wurde. Sie führt eine etwas kleinwüchsige Globigerinenfauna. Das Faunenbild wird durch die eingeschwemmten Gehäuse bestimmt. Neben den schon aufgeführten Formen wurden große Quinqueloculinen, die Gattungen *Spiroloculina, Uvigerina, Reussella, Valvulineria, Discorbitura, ? Baculogypsinoides* sowie *Asterigerina bimammata* (GÜMBEL) entdeckt. Desgleichen wurden Echinidenstachel gefunden. Gehäuse der Untergattung *Acarinina* sind aus dem älteren Alttertiär umgelagert. Möglicherweise trifft dies auch für einige Globigerinen zu, doch ist dies nicht schlüssig zu beweisen.

Schließlich bleiben noch die Mergelproben (3703, 3704, 3717) zu besprechen, welche im rechten unteren Teil des Aufschlusses nördlich einer Kluft aufgesammelt wurden (S. 193). Trotz ihrer scheinbar tiefen Lage im Profil sind sie den höheren Katzenloch-Schichten zuzurechnen. Sie wurden aus dem Profilverband gerissen und zusammen mit Feinsandkalken in einen tektonischen Kontakt zu Stockletten gebracht. In ihnen wurden kleinwüchsige, verarmte Mikrofaunen gefunden, die sich vorwiegend aus verdrückten Globigerinen zusammensetzen. Daneben stellen sich einige wenige Sandschaler ein. Die allochthonen Faunenelemente treten teilweise sehr stark zurück. Unter ihnen fallen vor allem Discocyclinen-Geröllchen ins Auge.

Fassen wir zusammen: Die Mikrofaunen der einzelnen Proben variieren außerordentlich stark. Die Schwankungen betreffen einmal das Verhältnis von Globigerinen und/oder Sandschalern zu den ortsfremden Komponenten, zum anderen die Menge des allochthonen Feinstmaterials selbst. Dieses Wechselspiel wird für die palökologische und paläogeographische Auswertung von großer Bedeutung sein. Überraschenderweise enthalten gerade die tonreichsten Proben die meisten Einschwemmungen. Außerdem wechseln innerhalb der höheren Katzenloch-Schichten tonreichere mit tonärmeren Lagen ab.

Die artliche Bestimmung der eingeschwemmten Foraminiferen war bisher nur in einigen Fällen möglich. Viele Gattungen werden lediglich durch einzelne Individuen vertreten, deren Gehäuse zudem schlecht erhalten sind. Hier ist noch zusätzliches Material vonnöten. Als vielleicht wichtigste Gattung wäre *Pararotalia* zu nennen, die in fast allen Proben ver-

hältnismäßig häufig auftritt. Sie stellt daher eine Art Leitfossil für die Katzenloch-Schichten dar. Es ist noch zu klären, ob die vorliegende Form mit „*Truncatulina kallomphalia*" Gümbel (1868, S. 659, Taf. 2, Fig. 102 a—c) vereinigt werden darf oder ob sie als neue Art aufzufassen ist. Einiges Interesse beansprucht auch *Penoperculoides*, ein naher Verwandter der in der höheren Oberkreide und im Paleozän heimischen *Daviesina*. Sie wurde von Loeblich & Tappan (1964, S. C 617) aus dem Mitteleozän der Karibik angegeben. Diese Gattung wird hiermit für das bayerische Eozän zum ersten Mal nachgewiesen.

Für die genauere Altersbestimmung der höheren Katzenloch-Schichten scheiden die allermeisten Faunenelemente aus. Am wertvollsten sind die wenigen Funde von Globorotalien aus der Gruppe der *Gl. (Turborotalia) cerroazulensis* (Cole). In Probe 3709, also im höchsten Teil des Profils, wurde bereits eine „Beinahe-*cocoaensis*" festgestellt. Das bedeutet, daß diese Schicht schon zum jüngeren Obereozän vermittelt.

Die Untersuchung des Nannoplanktons durch Herrn Prof. Dr. E. Martini (briefliche Mitteilungen vom 20. 12. 1977 und 19. 1. 1978) erbrachte folgendes Ergebnis: Die Proben 3706 und 3707 sind in die Nannoplankton-Zone NP 19 (*Isthmolithus recurvus*-Zone) einzustufen. Die Proben 3708 und 3709 gehören möglicherweise schon der Zone NP 20 (*Sphenolithus pseudoradians*-Zone) an. Mit Sicherheit ist hingegen die eingequetschte Tonmergelscholle (Probe 3710) in diese Zone zu stellen. Sie lieferte folgende Florenelemente:

„*Chiasmolithus oamaruensis* (Deflandre) Hay, Mohler & Wade 1966
*Coccolithus eopelagicus* (Bramlette & Riedel) Bramlette & Sullivan 1961
*Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller 1930
*Cyclococcolithus floridanus* (Roth & Hay) Müller 1970
*Cyclococcolithus formosus* Kamptner 1963
*Dictyococcites dictyodus* (Deflandre & Fert) Martini 1969
*Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok 1927
*Discoaster binodosus* Martini 1958
*Discoaster saipanensis* Bramlette & Riedel 1954
*Discoaster tani* Bramlette & Riedel 1954
*Isthmolithus recurvus* Deflandre 1954
*Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini & Ritzkowski 1968
*Sphenolithus moriformis* (Brönnimann & Stradner) Bramlette & Wilcoxon 1967
*Sphenolithus predistentus* Bramlette & Wilcoxon 1967
*Sphenolithus pseudoradians* Bramlette & Wilcoxon 1967"

Ferner wurden umgelagerte Arten aus der Oberkreide, dem Oberpaleozän und dem Mitteleozän beobachtet. Bemerkenswert ist vor allem das Zwergfossil *Nannoconus*, das seine Hauptverbreitung im höchsten Jura und in der unteren Kreide besitzt. Nach Martini nehmen die Umlagerungserscheinungen innerhalb der Katzenloch-Schichten vom Liegenden zum Hangenden zu.

Bezüglich der Zonen-Leitform *Sphenolithus pseudoradians* teilte Martini folgendes mit: Sie „hat nach neueren Feststellungen kein zeitgleiches Erstauftreten. Im äquatorialen Bereich tritt sie erheblich früher auf und hat ihr Erstvorkommen noch vor dem Erstauftreten von *Isthmolithus recurvus*, dessen Einsetzen die Basis der Zone NP 19 kennzeichnet. Im süddeutschen Raum kann das höchste Ober-Eozän jedoch mit Hilfe von *Sphenolithus pseudoradians* in 2 Zonen eingeteilt werden. Hier setzt *S. pseudoradians* erst erheblich später als *I. recurvus* ein, wie aus den Untersuchungen des Kernmaterials der Bohrungen Kressenberg hervorgeht" (vgl. hierzu Martini & Müller 1971, S. 384, Taf. 1; Proto Decima, Roth & Todesco 1975, S. 38, Abb. 3 auf S. 45).

Aus alledem erhellt, daß die tieferen Katzenloch-Schichten im Profil unmittelbar an die Stockletten (NP 19) anschließen, während die hangenden Tonmergel be-

reits in die jüngste Nannoplankton-Zone des Obereozäns hineinreichen. Diese Altersaussage wird durch die Funde von *Nummulites* cf. *fabianii* (Prever) in der Basisbank gestützt (S. 196). Die Katzenloch-Schichten stellen demnach eine lithostratigraphische, kartierbare Einheit („formation") dar, die mit Hilfe von pelagischen Foraminiferen, Nummuliten und Nannoplankton biostratigraphisch gefaßt werden kann.

Der Ablagerungsraum der Katzenloch-Schichten war derselbe wie derjenige der Stockletten, nämlich der südhelvetische Tiefseetrog. In ihn wurden Fremdstoffe eingeflößt, die am Meeresboden den autochthonen Sedimenten eingeschichtet wurden. Je nach Intensität der Schüttung dominieren deshalb die autochthonen oder allochthonen Faunenelemente. Da auch Gesteinsschutt verfrachtet wurde, können für den Transport Suspensionsströme verantwortlich gemacht werden. Dementsprechend weisen die Sedimente der Katzenloch-Schichten den Charakter von Turbiditen bzw. Laminiten und damit Flyschfazies auf (vgl. hierzu S. 219).[4])

Die mannigfaltigen Umlagerungserscheinungen bedürfen noch einiger Worte der Erklärung. Hier muß wie folgt differenziert werden.

Für die Geröllchen wurde ein kalkalpines Liefergebiet angenommen (S. 197). Triadische Gesteine stellen das Hauptkontingent, während Spiculite des Lias und Radiolarite des höheren Jura nur untergeordnet auftreten. Der Nachweis von *Nannoconus* in der Mikroflora läßt darüber hinaus auf umgelagerte Aptychenschichten des Neokoms schließen, die als Gerölle nicht nachzuweisen waren.

Unter den Großforaminiferen deutet auch *Nummulites* cf. *fabianii* auf ein südliches Einzugsgebiet hin (S. 197). Dasselbe gilt für die Gattung *Borelis,* welche im kalkalpinen Obereozän nicht selten auftritt (Hagn & Wellnhofer 1967, S. 217). Alle übrigen in den Dünnschliffen festgestellten Faunenelemente lassen sich gleichfalls auf die Oberaudorfer Schichten und ihre Äquivalente beziehen. Dies betrifft vor allem die zahlreichen Milioliden sowie die Gattung *Pararotalia* (l. c., S. 215—217). Die ebenfalls sehr häufigen Arten *Gypsina linearis* (Hanzawa) und *Asterigerina rotula* (Kaufmann) sind als Ubiquisten hingegen auch im Helvetikum weit verbreitet.

Die Schichten von Oberaudorf wurden vom Verfasser in das Untere Obereozän eingestuft (Hagn 1960, S. 150). Wenige Jahre zuvor bestimmte Reichel (in Zöbelein 1955, S. 345) die Sandkalke bzw. Kalksandsteine mit *N.* cf. *fabianii* ebenfalls als Unterpriabon. In jüngster Zeit gelangte Stradner (in Schnabel & Draxler 1976, S. 350) mit Hilfe des Nannoplanktons zum selben Ergebnis. Daraus geht hervor, daß die Katzenloch-Schichten etwas jünger als die Oberaudorfer Schichten sind.

Dasselbe Alter kommt auch den teilweise sehr reichen, allochthonen Mikrofaunen zu, welche aus den höheren Katzenloch-Schichten ausgeschlämmt werden konnten. Die Seichtwasser-Foraminiferen, Bryozoen, Kleingastropoden, Ostracoden und Echinodermenreste weisen auf eine einheitliche Faunengemeinschaft hin. Da die Lokalität Oberaudorf die ehemalige Südküste des Priabonmeeres markiert, dürfte ihr Lebensraum weiter im Norden gelegen haben. Von hier aus wurden die Sedimente in den südhelvetischen Trog verfrachtet.

---

[4]) Untersuchungen von Dieci et al. (1971, S. 409 usf.) im Untermiozän des nördlichen Apennins erbrachten übereinstimmende Ergebnisse.

Bleibt noch die Frage, aus welchen Schichten die vereinzelt auftretenden Globotruncanen der Oberkreide sowie die Acarininen und möglicherweise auch einige Globigerinen des älteren Alttertiärs stammen. Dieselbe Frage stellt sich für das oberkretazische und ältertertiäre Nannoplankton. Man könnte hierbei an Aufarbeitungen aus der Buntmergelserie denken. Andererseits ist zu berücksichtigen, daß die genannten pelagischen Foraminiferen auch in limnofluviatilen Schichtgliedern der Oberaudorfer Schichten auf sekundärer Lagerstätte auftreten (Hagn 1960, S. 146). Darüber hinaus konnte Stradner (in Schnabel & Draxler 1976, S. 350) in einer Probe von Oberaudorf eingeschwemmtes Nannoplankton aus Unterkreide, Oberkreide, Paleozän und Untereozän feststellen. Diese Befunde machen gleichfalls eine kalkalpine Herkunft dieses Feinstmaterials wahrscheinlich.

Der Vollständigkeit halber sei hier noch auf die braunroten Körner von Spinell eingegangen, welche in den Katzenloch-Schichten immer wieder angetroffen wurden. Dieses Mineral wird in der Literatur auch als Chromit oder Picotit aufgeführt. Nach Freimoser (1972, S. 54) weist es auf eine „südlich des Flysches gelegene Heimat" hin. Schnabel (in Schnabel & Draxler 1976, S. 331) fand in den Oberaudorfer Schichten einen „hohen Anteil" an Chromit; er nahm für dieses Mineral „ein derzeit noch als exotisch zu bezeichnendes Liefergebiet im nördlichen Einzugsbereich des Inntaler Tertiärs" an (l. c., S. 339). Ergänzend sei bemerkt, daß Spinell auch vom Verfasser in Dünnschliffen von *Fabianii*-Sandsteinen von Oberaudorf des öfteren beobachtet wurde.

Abschließend sei daher festgehalten, daß sowohl die anorganischen als auch die organischen allochthonen Komponenten der Katzenloch-Schichten in seltener Einmütigkeit auf eine südliche Herkunft schließen lassen. Beziehungen zum Norden konnten hingegen nicht festgestellt werden.

## 3. Benachbarte Aufschlüsse

### a. Forststraße im Norden des Katzenlochs

Das Schwarzerz wird von fein- bis grobkörnigen, lagenweise auch feinkonglomeratischen Sandsteinen tektonisch unterlagert, deren Mächtigkeit über 5 m beträgt. Sie sind gut gebankt. Meist handelt es sich um arkoseartige Mürbsandsteine. Ihre Farbe ist grau, dunkelgrau oder auch gelblichgrau; sie erscheinen häufig hell gesprenkelt. Mitunter weisen sie auf den Schichtflächen schwarze Tonbestege auf.

Dünnschliffe (G 1604—1611 a/78, G 1624—1625 a/78) zeigen, daß die Grundmasse fast ganz zurücktritt. Die Gesteine werden aus Quarz, Quarzaggregaten (dynamometamorph beansprucht), Feldspäten, Glimmer, darunter Muskowit, Glimmerschieferfetzen und Pyrit in wechselnder Menge aufgebaut. Sedimentäre Komponenten fehlen. Die Sandsteine sind völlig fossilfrei.

Daneben treten schwarze, sandige, glimmerige Mergel auf, die tektonisch sehr stark beansprucht sind. Ihre Stellung im Profil konnte nicht restlos geklärt werden. So bleibt unsicher, ob sie den Sandsteinen eingelagert oder mit diesen verschuppt sind. Auch die Mergel lieferten kein einziges Mikrofossil.

Die Deutung dieser Schichtfolge bereitet Schwierigkeiten. Aus Mangel an Fossilien kann sie nicht datiert werden. Ein Vergleich mit den südhelvetischen Mittelschichten kommt kaum in Frage, da diese Ablagerungen wenigstens einige wenige Großforaminiferen enthalten würden. Auch ein Vergleich mit den schwarzen, sandigen Schichten der basalen Sandnock-Fazies (Reis 1896, S. 52—53) befriedigt nicht.

Man könnte sogar versucht sein, an Arkosen der Grestener Schichten zu denken, wie sie aus Oberösterreich bekannt sind. In diesem Fall hätte man es mit der mesozoischen Unterlage des Südultrahelvetikums zu tun. Vorerst ist jedenfalls eine Zuordnung nicht möglich.

Nach einer aufschlußlosen Strecke werden weiter im Norden, kurz vor Querung des Galon-Grabens, an der westlichen Böschung gelblichgraue, kalkreiche Mergel der Buntmergelserie angetroffen (Abb. 1). Der Aufschluß, der durch den Straßenbau entstanden ist, erstreckt sich auf einige Meter. Im südlichen Abschnitt treten rötliche, verquälte Mergel auf. Die gesamte Schichtfolge ist tektonisch sehr stark durchbewegt.

Schlämmproben dieser Gesteine (3686, 3691—3692, 3715, 3730) enthalten wechselnd reiche Mikrofaunen, in denen die pelagische Komponente überwiegt. Neben zahlreichen Globigerinen, darunter *G. bagni* Gohrbandt, wurden das Genus *Globigerinatheka* sowie die Arten *Globorotalia (Acarinina) bullbrooki* Bolli und *Globorotalia (Morozovella) spinulosa* Cushman festgestellt. Von besonderer Bedeutung ist das Auftreten der in unseren Breiten nicht sehr häufigen Gattung *Hantkenina*. Es wurden *H. aragonensis* Nuttall, *H.* cf. *aragonensis* Nuttall, *H. dumblei* Weinzierl & Applin, *H.* cf. *dumblei* Weinzierl & Applin, *H. longispina* Cushman und *H. liebusi* Shokhina bestimmt. Das sand- und kalkschalige Benthos tritt gewöhnlich stark zurück; charakteristische Arten sind *Plectina dalmatina* (Schubert) und *Aragonia aragonensis* (Nuttall). Daneben wurden die Gattungen *Psammosiphonella, Ammodiscus, Trochamminoides, Bolivinopsis, Bulimina, Stilostomella, Fissurina, Nodosarella, Pleurostomella, Gyroidinoides, Nuttallides, Osangularia, Anomalinoides* und *Cibicides* beobachtet. Einige wenige Ostracoden und Fischzähnchen vervollständigen das faunistische Bild.

Die angeführten Hantkeninen-Arten lassen auf den Zeitbereich tieferes bis mittleres Lutet schließen. Um Raum zu sparen, wurden die einzelnen Faunenelemente gemeinsam genannt. Infolge der starken tektonischen Vermengung ist eine horizontierte Probenentnahme ohnehin kaum möglich.

Herr Dr. H. Stradner, Wien, stufte diese Schichten mit Hilfe des Nannoplanktons in die Zonen NP 15—16 (*Chiphragmalithus alatus*-Zone und *Discoaster tani nodifer*-Zone) ein (mündliche Mitteilung vom 28. 6. 1978). Nach Martini (1971, S. 758, Tab. 5 auf S. 747) ist der höhere Teil der *Hantkenina aragonensis*-Zone zur NP 15 zu rechnen.

Auf der gegenüberliegenden Straßenseite wurde unter einer Baumwurzel ein grauer, ockergelb verwitterter, bröckeliger Ton aufgesammelt. Der sandige Schlämmrückstand (Probe 3716) führt eine spärliche, eintönige Sandschalerfauna. Es besteht daher Verdacht auf Südultrahelvetikum (vgl. hierzu S. 184). Möglicherweise ist aber die Mikrofauna durch Verwitterung dezimiert und die Kalkschaler wurden lediglich weggelöst. Der Mangel an weiteren Aufschlüssen verbietet hier eine sichere Entscheidung. Die Probe ist aber in jedem Fall in das Ultrahelvetikum zu stellen.

Halten wir daher fest: Das südhelvetische Profil des Katzenlochs wird im Norden von der ultrahelvetischen Buntmergelserie ummantelt.[4a])

[4a]) Im Spätherbst 1978 konnten an der westlichen Straßenböschung 40 m N der Katzenloch-Schichten kleinere Aufschlüsse in grauen und bräunlichen Mergeln der Buntmergelserie beobachtet werden. Sie enthalten reiche Faunen des Maastrichts und des Paleozäns. Der südhelvetische Aufbruch wird daher im N und im S von Maastricht, Paleozän und Lutet in der Fazies der Buntmergelserie begleitet (vgl. hierzu S. 209, 218).

## b. Galon-Graben

Das wichtigste Schichtglied des Galon-Grabens sind die Schönecker Fischschiefer, deren Bedeutung bereits früher gewürdigt wurde (S. 173). Sie ziehen vom Unterlauf des Katzenloch-Grabens den Galon-Graben entlang bis zu einer Höhe von 725 m NN (Abb. 1). Sie sind im unteren Teil an zwei Stellen durch eine Forststraße aufgeschlossen. Weiter oben stößt man immer wieder auf Bachanrisse dieser Schichten. Sie sind meist als dunkelgraue, plattige Mergel ausgebildet; auf den Schichtflächen beobachtet man nicht selten Fischschuppen und Pteropodenpflaster[5]). Gelegentlich werden stark zerfallene und daher unvollständige Skelette von Fischen gefunden. Schlämmproben (3726, 3729) enthalten reiche, aber sehr eintönige Globigerinenfaunen, deren Gehäuse häufig verdrückt sind. Eine eingehende Bearbeitung des Nannoplanktons, der Foraminiferen, Pteropoden und Fischreste steht noch aus. Die Schönecker Fischschiefer werden heute ganz allgemein in das tiefere Unteroligozän (Latdorf = NP 21) gestellt (S. 173).

Im Oberlauf des Galon-Grabens werden die Schönecker Fischschiefer von hellen, kalkigen Mergeln unterlagert (Proben 3727—3728). Diese führen reiche, wenn auch vorwiegend etwas kleinwüchsige Mikrofaunen. In ihnen herrschen Globigerinen vor. Neben mittelgroßen, noch näher zu bestimmenden Arten wurden *G. officinalis* Subbotina und *G. ciperoensis angustiumbilicata* Bolli beobachtet. Das Benthos wird durch *Cyclammina acutidorsata* (Hantken), *Vulvulina subflabelliformis* (Hantken), *Bulimina sculptilis* Cushman und *Gyroidinoides girardanus* (Reuss) charakterisiert. Dazu gesellen sich die Gattungen *Psammosiphonella, Ammodiscus, Robulus, Planularia, Nodosaria, Dentalina, Bolivina, Angulogerina, Globobulimina, Valvulineria, Pullenia* und *Cibicides*. Daneben stellen sich Steinkerne von Pteropoden sowie Fischzähnchen und -schuppen ein.

Während die eigentlichen Schönecker Fischschiefer auf einen Extrembiotop schließen lassen, hat man es hier mit „normalen" Mikrofaunen zu tun, welche ein oligozänes Gepräge aufweisen. Ihre Zusammensetzung gestattet einen Vergleich mit Faunen der außeralpinen und inneralpinen Molasse sowie des Kleinzeller Tegels von Ungarn. Eine besondere Bedeutung kommt hierbei *Bulimina sculptilis* zu, einer überwiegend unteroligozänen Art, welche u. a. auch in Häring (Lühr 1962, S. 123 bis 124), Reit im Winkl (Pötschbichl), in den Fischschiefern des Zementstollens von Marienstein und selbst in den Deutenhausener Schichten des Ammer-Profils auftritt. Das Nannoplankton dieser Schichten ist einer freundlichen mündlichen Mitteilung von Herrn Dr. H. Stradner, Wien, vom 28. 6. 1978 zufolge weniger aussagekräftig. Die Einstufung lautet: „NP 19 und jünger".

Noch weiter im Liegenden folgen harte helle Kalkmergel bis Mergelkalke (Proben 3776—3777, Schliffe G 1745—1748 a/78), welche verhältnismäßig kleinwüchsige und eintönige Mikrofaunen enthalten. Man könnte diese Gesteine als „Schichten mit kleinen Globigerinen" bezeichnen. Probe 3776 führt überdies *„Nonion" curviseptum* Subbotina, eine Art, die auch in den Häringer Zementmergeln vorkommt (Lühr 1962, S. 138—139). Auch durch sie werden demnach faunistische Beziehungen zum kalkalpinen Tertiär angezeigt. Es ist zu erwarten, daß diese Liegendschichten der Schönecker Fischschiefer in Stockletten übergehen Es ist

---

[5]) Es liegt die spiralgewundene Gattung *Limacina* (= *Spirialis* vel *Spiratella* auctorum) vor.

geplant, an geeigneter Stelle Grabungen durchzuführen, um diese Vorstellungen zu verifizieren. Dabei wird die Grenzziehung Priabon/Latdorf von besonderem Interesse sein. —

Im Unterlauf des Galon-Grabens waren im Süden der Schönecker Fischschiefer zeitweise helle Mergel aufgeschlossen. Aus Probe 3722 wurde eine reiche, großwüchsige Stockletten-Fauna ausgeschlämmt, die sich vorwiegend aus großen Globigerinen zusammensetzt. Das reiche Benthos wird u. a. durch *Semivulvulina guembeli* (HAGN) und *Cibicides truncanus* (GÜMBEL) repräsentiert. Das Auftreten der Gattung *Penoperculoides* überrascht auf den ersten Blick (vgl. hierzu S. 200).

Probe 3721, nur wenig weiter im Süden entnommen, birgt ebenfalls eine sehr reiche Fauna, vor allem Globigerinen. Daneben wurde eine Übergangsform von *Globorotalia (Turborotalia) cerroazulensis cerroazulensis* (COLE) zu *Gl. (T.) cerroazulensis cocoaensis* CUSHMAN beobachtet. Röhren- und bandförmige Sandschaler sind häufig; auch *Saccammina* fehlt nicht. Bemerkenswert sind umgelagerte Discocyclinen, fast immer in Form von pyritimprägnierten Geröllchen bzw. Splittern. Zu den allochthonen Faunenelementen ist ferner die Gattung *Quinqueloculina* zu zählen.

Weiter im Hangenden, in einem kleinen südlichen Seitengraben, wurde ein heller, milder Mergel beprobt (3720). Er enthält eine kleinwüchsige Mikrofauna mit überwiegend verdrückten Globigerinen. Weitere pelagische Komponenten sind *Pseudohastigerina micra* (COLE) sowie ein kleines Gehäuse von *G. (T.) cerroazulensis cocoaensis* CUSHMAN. An eingeschwemmten litoralen Faunenbestandteilen sind zu nennen: *Textularia,* Milioliden, *Pararotalia, Rotorbinella, Asterigerina, Schlosserina, Cibicides* und Bryozoen. Desgleichen treten Gehäuse der Untergattung *Acarinina* auf sekundärer Lagerstätte auf. Die fazielle und faunistische Ähnlichkeit mit den Tonmergeln der Katzenloch-Schichten (S. 199) ist daher nicht zu verkennen.

Nach Aussage der pelagischen Foraminiferen gehören die hellen Mergel in das Priabon, wobei die tieferen Anteile dieser Stufe auszuschließen sind. Die Mikrofaunen sprechen zunächst für Stockletten. Das Auftreten allochthoner Komponenten macht aber einen Vergleich mit den Katzenloch-Schichten notwendig. Dabei scheinen die Umlagerungen zum Hangenden hin zuzunehmen. Auf die Frage der Abgrenzung beider Schichten voneinander wird später noch zurückzukommen sein (S. 220).

Im Süden schließen an die hellen Mergel, durch eine Störung getrennt, schwarze, feinsandige, feinglimmerige Mergel an. Probe 3723 lieferte eine wohlerhaltene Fauna, in der sand- und kalkschaliges Benthos überwiegt. Zahlreiche Polymorphinidae lassen auf nicht zu tiefes Wasser schließen. *Neoflabellina reticulata* (REUSS) deutet auf Maastricht hin. Die pelagische Komponente tritt stärker zurück; sie wird durch *Hedbergella, Rugoglobigerina, Globotruncana,* darunter *Gl. stuarti* (DE LAPP.) und *Gl. contusa* (CUSHM.), *Heterohelix, Pseudotextularia, Gublerina, Planoglobulina* und *Racemiguembelina* vertreten. Ostracoden, Echinidenstachel und Fischreste runden das faunistische Bild ab.

Es handelt sich wohl um südhelvetische Äquivalente der Gerhartsreiter Schichten und damit um höheres Unter-Maastricht. Eine ähnliche Probe wurde in früheren Jahren vom Verfasser (HAGN 1960, Fußn. 56 a auf S. 82—83; Fußn. 75 a auf S. 111) den tieferen Hachauer Schichten zugerechnet, wogegen HÖPFNER (1970, S. 93) mit Recht Einspruch erhob.

In unmittelbarer Nähe dieser Schichten stehen dunkle Mergel an, welche durch ihre reichen, großwüchsigen Mikrofaunen als Obermaastricht ausgewiesen sind (Proben 3724—3725). Von Angehörigen des Benthos seien genannt: *Neoflabellina reticulata* (Reuss), *Buliminella laevis* (Beissel), *Bolivina incrassata* Reuss und *Bolivinoides draco* (Marsson). Leitende planktonische Arten sind *Racemiguembelina fructicosa* (Egger), *Globotruncana stuarti* (de Lapp.), *Gl. contusa* (Cushm.) und *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli). Es bleibt vorerst ungewiß, ob diese Mergel dem südhelvetischen oder ultrahelvetischen Raum entstammen. Ihr Reichtum an pelagischen Faunenelementen spricht allerdings mehr für eine Zugehörigkeit zur Buntmergelserie.

Soweit die anstehenden Gesteine im Unterlauf des Galon-Grabens. Als Bachgerölle wurden schwach glaukonitische, grobkörnige Sandsteine gefunden, die als südhelvetisches Paleozän zu deuten sind. In Schliffen (G 1600 bis 1601 a/78) wurden einige wenige Kleinforaminiferen, Reste von *Serpula,* Bryozoen, Muscheln *(Pycnodonte)* und Echinodermen beobachtet. Ein großer Block desselben Gesteins liegt ferner im Unterlauf des Katzenloch-Grabens (Knipscheer 1957, S. 420; Hagn 1960, Fußn. 56 a auf S. 80—81). Auch im Moos-Graben werden Blöcke dieser Sandsteine angetroffen (S. 214).

Bräunliche *Ditrupa*-Kalke des Lutets scheinen im Bachschutt ziemlich häufig auf. Sie entsprechen dem höheren Anteil der Schwarzerz-Schichten s. l. im Katzenloch-Profil (S. 189). Das Schliffbild (G. 1617—1618 a/78) zeigt keinerlei Besonderheiten; es wird durch die kalkigen Röhren von *Ditrupa cornea* (L.) geprägt. Dieselben Gesteine wies Reis (1896, S. 29) im Profil der Eisenärzter Zone im Oberlauf des Galon-Grabens nach. Es sei noch erwähnt, daß auch im Helvetikum von Neubeuern am Inn, bei Langweid, *Ditrupa*-Schichten anstehen, welche bisher als Äquivalente des Nebengesteins gedeutet wurden (Hagn 1973, S. 193—195). Möglicherweise handelt es sich hierbei um ein und denselben Horizont.

Bemerkenswert ist ferner ein Bachgeröll eines grobkörnigen Lithothamnienschuttkalks (Granitmarmor), der kleine rötliche Einschlüsse enthält. Im Schliff (G 1612—1613 a/78) beobachtet man vereinzelt Quarzkörner und sehr selten Glaukonit. Kleine rötliche und graue Karbonatgeröllchen erweisen sich als Riffschuttkalke, wie sie vom Verfasser (1973, S. 197) vom Kirchberg bei Neubeuern am Inn beschrieben wurden. Das Gestein wird hauptsächlich aus Rotalgen aufgebaut (u. a. *Lithophyllum, Lithothamnium, Archaeolithothamnium, Lithoporella, Pseudolithothamnium).* An Foraminiferen wurden kleine Nummuliten, die Gattungen *Grzybowskia, Discocyclina, Eorupertia, Asterigerina rotula* (Kaufm.), *Gypsina linearis* (Hanzawa), *Gypsina* sp., *Globigerina, Planorbulina* und andere rotaliide Formen festgestellt. Daneben kommen Bryozoen, Muschelschill und Echinodermenschutt vor. Es handelt sich hierbei um einen obereozänen Algenschuttkalk des Südhelvetikums.

Andere Gerölle werden aus einem feinkörnigen, glaukonitischen Lithothamnienschuttkalk aufgebaut. In Schliffen (G 1614—1616 a/78) stellt sich nur vereinzelt Quarz ein. Glaukonit erscheint hingegen stark angereichert. Seltener sind Phosphoritknöllchen. Neben Corallinaceen-Grus treten zahlreiche Foraminiferen, darunter *Gypsina linearis* (Hanzawa) auf. Auch diese Gesteine sind als südhelvetisches Obereozän anzusprechen. Sie entstammen wohl der Eisenärzter Fazieszone.

Der Vollständigkeit halber sei noch auf einen Erzzug hingewiesen, der den Südhang des Oberlaufs des Galon-Grabens bildet. Er wurde von Reis (1896,

S. 28—29) eingehend behandelt. In ihm treten eisenschüssige Sandsteine auf, die nur vereinzelt Brauneisenkörner führen (Schliffe G 1598—1599 a/78). Limonitische Imprägnationen sind hingegen häufig. Quarzkörner bilden den Hauptanteil des Gesteins. Neben erzimprägnierten Nummuliten wurden auch erzfreie Gehäuse beobachtet. Diese eisenschüssigen tiefmitteleozänen Sandsteine sind Bestandteil der Eisenärzter Fazieszone. Der Erzzug des Galon-Grabens ist dem Katzenloch-Flöz im Norden vorgelagert und von diesem durch Ultrahelvetikum getrennt.

### c. Katzenloch-Graben

Die geologischen Verhältnisse im Unterlauf des Katzenloch-Grabens wurden vom Verfasser (1960, Fußn. 56 a auf S. 80—83; 1961, S. 154—156, Abb. 6) bereits in früheren Arbeiten dargestellt. Im Brennpunkt des Interesses standen hierbei die Hachauer Schichten des Oberen Maastrichts, auf deren Bedeutung schon eingangs (S. 172) hingewiesen wurde. Einen breiten Raum nimmt ferner die Buntmergelserie ein, welche durch Ablagerungen der höchsten Oberkreide, des Paleozäns und des Mitteleozäns vertreten wird. Lose Blöcke eines bunten, polygenen Sandsteins mit Großforaminiferen des tieferen Eozäns gehören der südultrahelvetischen Wildflyschfazies an.

Neuere Beobachtungen ergaben, daß die Folge Stockletten-Schönecker Fischschiefer auch unterhalb der Vereinigung des Galon-Grabens mit dem Katzenloch-Graben, nahe der Einmündung in den Habach, zutage tritt. Die Stockletten sind im Bachbett selbst, die Fischschiefer an einer Forststraße (unter Quartär) aufgeschlossen. Der Einschnitt des Katzenloch-Grabens trennt die Aufschlüsse voneinander, so daß der Kontakt beider Schichtglieder nicht sichtbar ist. Die Mikrofauna der Stockletten (Probe 3746) ist artenreicher als die etwas eintönigen Vergesellschaftungen der Stockletten des Katzenlochs; u. a. wurde *Bulimina truncana* Gümbel beobachtet. Die Schönecker Fischschiefer führen wie üblich eine monotone Globigerinengemeinschaft (Probe 3745). Die Erhaltung der Gehäuse erinnert an diejenige in den Fischschiefern der Vorlandmolasse.

Weiter bachaufwärts, etwa 30 m oberhalb der Hachauer Bank, stehen am südlichen Grabenrand einzelne Bänke eines plattigen, hellbläulichgrauen Feinsandkalks an. Die Bankunterseiten erscheinen wulstig, stellenweise sind Wurmspuren festzustellen. Die Mächtigkeit der Bänke beträgt meist 4—5 cm. Die Schichtflächen sind häufig mit Pflanzenhäcksel übersät. In Dünnschliffen (G 1715—1716 a/78) erweisen sich die Feinsandkalke als gradiert; neben Parallelschichtung zeigen sich auch schräggeschichtete Lagen. An anorganischen Komponenten wurden hauptsächlich Quarz, etwas Glaukonit, Pyrit, Spinell sowie kleine Karbonatgeröllchen nachgewiesen. Fossilschutt ist häufig. Hervorzuheben sind vor allem Discocyclinen (fragmentär), Globigerinen, *Pararotalia* und *Gypsina linearis* (Hanzawa). Vereinzelt konnten selbst umgelagerte Globotruncanen bestimmt werden.

Diese Feinsandkalke entsprechen damit in allen Einzelheiten den mittleren Katzenloch-Schichten des Typus-Profils. Reis (1896, S. 6; 1897, S. 67) deutete diese Gesteine als untereozäne Grenzsandsteine. Er hielt die Hachauer Schichten „überlagert von Glimmerreichen, Pflanzenfragmente führenden Sandsteinen des unteren Tertiärs" (1896, S. 6).

In enger Nachbarschaft zu diesen Hartbänken wurde eine Schlämmprobe eines grauen, weichen Mergels (Probe 3755) entnommen. Sie birgt eine sehr spärliche, et-

was kleinwüchsige, überwiegend aus Globigerinen bestehende Mikrofauna, welche keine näheren Angaben zuläßt. Auch das Nannoplankton erlaubt lediglich eine Einstufung ab NP 15 (mündliche Mitteilung von Herrn Dr. H. STRADNER vom 28. 6. 1978). Von umso größerer Bedeutung sind dagegen umgelagerte Formen aus dem Neokom, da diese in den höheren Katzenloch-Schichten gehäuft auftreten (S. 200). Es wurden die Arten *Parhabdolithus embergeri* NOËL und *Nannoconus colomi* DE LAPPARENT bestimmt. So können auch die weichen Mergel dieses Aufschlusses den Katzenloch-Schichten einverleibt werden.

### d. Forststraße im Süden des Katzenlochs

Die Tommergel der höheren Katzenloch-Schichten grenzen im Süden unmittelbar an tektonisch stark beanspruchte Mergel der Buntmergelserie (Abb. 3). Ihre Farbe ist grau, stellenweise sind sie schwach rötlich gefärbt. Der Schlämmrückstand (Probe 3711) ist erfüllt von Kalzitruscheln. Sie führen eine mäßig reiche, etwas kleinwüchsige Mikrofauna, in der Globigerinen überwiegen. Daneben wurden Gehäuse von *Globorotalia (Turborotalia) cerroazulensis cerroazulensis* (COLE) und kleinen Acarininen beobachtet. Das Benthos verteilt sich auf die Gattungen *Vulvulina, Plectina* und *Stilostomella.*

Die Globorotalien weisen auf höchstes Mitteleozän hin. Nach Aussage des Nannoplanktons sind die Mergel jünger als NP 15 (briefliche Mitteilung von Herrn Prof. Dr. E. MARTINI vom 20. 12. 1977).

Nur wenig im Süden davon wurde ein grauer, etwas grünstichiger Mergel aufgesammelt, der eine reiche Mikrofauna einschließt (Probe 3712). Globigerinen treten in ihr stärker zurück. Man beobachtet auffallend viele Flyschsandschaler *(Psammosiphonella, Saccammina, Ammodiscus, Glomospira, Trochamminoides, Haplophragmoides)* sowie die Gattungen *Dorothia, Karreriella* und *Vulvulina.* Die Gattung *Stilostomella* ist ebenfalls überraschend häufig. Ferner wurden *Nuttallides truempyi* (NUTTALL), *Cibicides grimsdalei* NUTTALL und die Genera *Astacolus, Pleurostomella, Anomalinoides* und *Cibicides* festgestellt. Fischreste fehlen gleichfalls nicht.

Die vorliegende Mikrofauna kann mit Hilfe pelagischer Foraminiferen nicht datiert werden. Nach MARTINI könnte die Nannoflora „möglicherweise aus der Zone NP 18 stammen, älter ist sie jedenfalls nicht" (briefliche Mitteilung vom 20. 12. 1977). Damit kann die Probe in das tiefere Obereozän eingestuft werden. Die Foraminiferenfauna spricht für eine hochpelagische Fazies.

Im Süden schließt unmittelbar an die Buntmergelserie ein Span von Stockletten an (Proben 3713—3714, 3718). Ihre Mikrofaunen lassen gegenüber den Stockletten des Katzenloch-Profils (S. 191) keine Besonderheiten erkennen. Sie gehören gleichfalls dem Priabon an.

Nach einer aufschlußlosen Strecke von ca. 15 m stehen an der flachen Straßenböschung schwärzlichgraue, feinsandige, feinglimmerige, schwach glaukonitische, pyritführende Mergel an (Proben 3689, 3731). Ihre mäßig reiche, nicht allzu gut erhaltene, etwas kleinwüchsige Mikrofauna setzt sich hauptsächlich aus Globigerinen zusammen. Neben der sehr häufigen *G. linaperta* FINLAY wurden die Globorotalien-Arten *Gl. (Morozovella) aequa* CUSHMAN & RENZ, *Gl. (Morozovella) lensiformis* SUBBOTINA, *Gl. (Acarinina) mckannai* (WHITE) und *Gl. (Acarinina) soldadoensis* (BRONNIMANN) beobachtet. Das sand- und kalkschalige Benthos wird durch die

Gattungen *Bathysiphon, Gaudryina, Tritaxilina, Marssonella, Vulvulina, Robulus, Vaginulinopsis, Dentalina, Nodosaria, Bulimina, Stilostomella* und *Cibicides* vertreten. Verkieste Diatomeen können als *Coscinodiscus* bestimmt werden.

Die Fundschicht ist oberstes Paleozän — tiefes Untereozän. Auf Grund der vorherrschenden pelagischen Faunenelemente sind die dunklen Mergel der Buntmergelserie zuzurechnen. Es bestehen aber durchaus Anklänge an die Mergelfazies des südhelvetischen Paleozäns, vor allem was den Gehalt an terrigenen Einstreuungen betrifft. Auf die Beziehungen zwischen der Dreiangelserie des Südhelvetikums und den ultrahelvetischen schwarzen Leimernschichten im Allgäu wies bereits Höpfner (1970, S. 118—119) hin.

Eng benachbart treten bläulichgraue, angewittert gelbliche, etwas plattige Mergel auf. Schlämmproben (3688, 3732) lieferten reiche, großwüchsige Mikrofaunen. Es wurden folgende Arten nachgewiesen: *Gaudryina bavariana* Cushman, *Pseudoclavulina eggeri* Cushman, *Heterostomella foveolata* (Marsson), *Orbignyna ovata* v. Hag., *Neoflabellina reticulata* (Reuss), *Bolivina incrassata* Reuss, *Buliminella laevis* (Beissel), *Bolivinoides draco* (Marsson), *Reussella szajnochae* (Grzyb.), *Racemiguembelina fructicosa* (Egger), *Globotruncana stuarti* (de Lapparent), *Gl. contusa* (Cushman), *Gl. citae* Bolli, *Stensioeina labyrinthica* Cushman & Dorsey und *Cibicides constrictus* (v. Hag.). Heterohelicidae sind sehr häufig.

Die Fauna läßt eine Einstufung in das mittlere Maastricht zu. *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli) konnte nicht ermittelt werden. Auch diese Mergel gehören der Buntmergelserie an. Für diese Ansicht spricht allein schon *Reussella szajnochae,* eine Art, die dem Helvetikum fremd ist (vgl. hierzu de Klasz & Knipscheer 1954).

An der Kreuzung des nördlichen Seitenastes des Moos-Grabens mit der neuen Forststraße (Abb. 1) wurde durch Bauarbeiten ein größerer Aufschluß in grauen Kalkmergeln geschaffen, der zahlreiche Megafossilien lieferte. Neben großwüchsigen Inoceramen wurden Cephalopoden, darunter auch Baculiten, Belemniten, Echinodermen und andere Evertebraten gefunden. Die Fazies erinnert an die Pattenauer Schichten des Nordhelvetikums. In den Schlämmrückständen (3679, 3682—3684, 3687) herrschen Inoceramenprismen vor. Die Foraminiferenfauna ist reich an pelagischen Gattungen und Arten. Es seien genannt: *Heterohelix, Pseudotextularia,* darunter *P. intermedia* de Klasz, *Hedbergella, Rugoglobigerina, Globotruncana,* u. a. *Gl. stuarti* (de Lapparent), *Gl. arca* (Cushman), *Gl. contusa* (Cushman), *Gl. citae* Bolli und *Pullenia.* Dem Benthos gehören u. a. *Pseudoclavulina eggeri* Cushman, *Heterostomella foveolata* (Marsson), *Bolivina incrassata* Reuss, *Buliminella laevis* (Beissel), *Bolivinoides draco* (Marsson), *Stensioeina labyrinthica* Cushman & Dorsey, *Cibicides constrictus* (v. Hag.) sowie die Gattungen *Spiroplectammina, Dorothia, Gyroidinoides, Gavelinella* und *Osangularia* an. An Ostracoden wurde *Bairdia* beobachtet.

Die Mikrofauna weist auf tieferes Maastricht hin. Die grauen Kalkmergel sind gleichfalls zur Buntmergelserie zu stellen.

Südöstlich der Inoceramenstelle, im Bereich des südlichen Seitenastes des Moos-Grabens, wurden rote Mergel erschürft, die, wie erwartet, eine reiche, überwiegend pelagische Foraminiferenfauna führen (Probe 3681). Neben zahlreichen Globigerinen, darunter *G. bagni* Gohrbandt und *G. linaperta* Finlay, wurden *Globorotalia (Morozovella) spinulosa* Cushman, *Gl. (Acarinina) bullbrooki* Bolli sowie *Hantkenina liebusi* Shokhina und *H. dumblei* Weinzierl & Applin bestimmt. Benthoni-

sche Begleiter sind *Ammodiscus, Plectina, Robulus, Aragonia, Fissurina, Osangularia, Anomalinoides* und *Cibicides.*

Das Alter dieser bunten Mergel ist mittleres Lutet. Es besteht eine große Ähnlichkeit zu den Mergeln aus der Nähe des Galon-Grabens (S. 203). Auch sie sind als Buntmergelserie aufzufassen.

Aus alledem erhellt, daß das südhelvetische Katzenloch-Profil im Süden von einer mächtigen, in sich verschuppten Serie ultrahelvetischer Schichten begleitet wird, an deren Zusammensetzung höchste Oberkreide und Alttertiär gleichermaßen beteiligt sind.

An derselben Stelle wurden durch die Straßenarbeiten zwei große Blöcke von Serpentinit freigelegt. Sie konnten leider nicht aus dem Anstehenden geborgen werden, da sie offensichtlich den Hang herabgeglitten sind. Herr Prof. Dr. J. Loeschke, Tübingen, hatte die Freundlichkeit, Proben dieses Serpentinits zu untersuchen. Er teilte hierüber folgendes mit (briefliche Mitteilung vom 15. 11. 1977): „Die dichte grüne Masse besteht aus Faserserpentin (Chrysotil), der in einer Maschenstruktur den Olivin pseudomorph ersetzt hat. Einzelne größere, grünlich schillernde Kristalle sind wahrscheinlich Pseudomorphosen von Serpentin und Karbonat nach Hornblende. Selten kann man in diesen größeren Kristallen grüne Hornblendereste erkennen. Der Faserserpentin wird überall von kleinen Erzkörnchen (wahrscheinlich Magnetit) durchsetzt, die den ehemaligen Fe-Gehalt des Olivins repräsentieren. Chromit ist das einzige primär-magmatische Mineral, das noch erhalten ist. Er ist in kleinen Nestern an seiner braunen bis grünlichbraunen Farbe und an seinem isotropen Verhalten zu identifizieren. Das Gestein ist wahrscheinlich ein Hornblende-Peridotit, der sehr stark hydrothermal verändert worden ist. Die hydrothermale Veränderung kommt insbesondere durch die Serpentinisierung und durch die starke Karbonatisierung zum Ausdruck. Die Karbonatisierung kann so weit gehen, daß nur noch ein Karbonatpflaster vorhanden ist. Das Gestein ist außerdem brekziiert und von Klüften durchsetzt. Die Klüfte sind mit Karbonat, (? Zeolithen) und Serpentin wieder verheilt. In den Klüften tritt eigenartigerweise eine frische braune Hornblende auf".

Da die beiden Blöcke nicht anstehend sind, können sie entweder glazial verschleppt oder aus dem südultrahelvetischen Wildflysch losgelöst sein. Herr Prof. Loeschke sieht für das Gestein „keinen Grund anzunehmen, daß es verschleppt wäre ... Derartige Ultrabasite können in mehreren geotektonischen Positionen auftreten".

Es ist daher sehr wahrscheinlich, daß der Serpentinit aus dem Schutt einer kristallinen Schwelle stammt, die mit dem Cetischen Rücken in Verbindung gebracht werden kann (vgl. hierzu S. 186). Serpentinitbröckchen kommen ja auch im Reiselsberger Sandstein der tieferen Flyschoberkreide nicht selten vor. Größere Blöcke kristalliner Gesteine sind nicht ungewöhnlich; nach Freimoser (in Doben 1970, S. 102) handelt es sich hierbei um ausgewitterte Großkomponenten aus Riesenkonglomeraten des Ultrahelvetikums.

### e. Moos-Graben

Der Moos-Graben (Abb. 1) verläuft vorwiegend quer oder doch schräg zum Streichen der Schichten. Er entblößt daher auf kürzeste Entfernung die verschiedenartigsten Ablagerungen. Die Aufschlußverhältnisse sind daher außerordentlich gut. Aus Mangel an Druckraum können hier allerdings nur die wichtigsten Beobachtungen mitgeteilt werden. Die Ausführungen beschränken sich außerdem auf den Unterlauf des Moos-Grabens; die im Oberlauf des Südastes anstehende Buntmergel-

serie bildet ohnehin eine Fortsetzung der Inoceramen-führenden Schichten an der neuen Forststraße.

Die Aufschlußbeschreibung erfolgt von unten nach oben. Da das Profil noch nicht ausgemessen wurde, werden Entfernungen nicht angegeben. Dank der ausgeprägten lithologischen Unterschiede können die einzelnen Gesteine indes im Gelände unschwer wiedererkannt werden.

Am Eingang des Moos-Grabens, nahe seiner Einmündung in den Habach, stehen an einem Hang über der Straße südhelvetische Stockletten an, denen bankweise gröberkörniger Lithothamnienschuttkalk (Granitmarmor) eingelagert ist. Die drei entnommenen Schlämmproben (3750—3752) lieferten sehr unterschiedliche Mikrofaunen. Probe 3750 enthält eine spärliche, kleinwüchsige Globigerinen-Vergesellschaftung, während Probe 3751, im Abstand von 2 m von der vorhergehenden Probe aufgesammelt, durch eine reiche und großwüchsige Foraminiferenfauna ausgezeichnet ist. Die zahlreichen, meist verdrückten Globigerinen lassen im Verein mit ebenfalls dominierenden Flyschsandschalern einen Vergleich mit den Stockletten des Katzenloch-Profils zu. Die Globorotalien weisen auf mittleres Priabon hin. Die dritte Probe (3752) stammt aus Lithothamnienschuttmergeln; in ihr treten zahlreiche litorale Faunenelemente auf, die ehemals die Rotalgenwiesen besiedelten. Es sind dies Nummuliten, Discocyclinen, Asterigerinen, Schlosserinen, Korobkovellen, Bryozoen und Echinidenreste. Derartige Faunen charakterisieren die Untiefen im Bereich der Intrahelvetischen Schwelle und wurden nach Süden in den Stocklettentrog verfrachtet (Literatur bei Hagn 1967, S. 283). Sie dürfen mit den allochthonen Faunenelementen der Katzenloch-Schichten nicht verwechselt werden (S. 199).

Weiter grabenaufwärts ist zunächst olivgraue Buntmergelserie des Lutets aufgeschlossen (Proben 3739, 3761). Die kalkreichen Mergel, deren Klüfte ockergelb verfärbt sind, erscheinen stark zerschert. Der Dünnschliff einer härteren Lage (G 1719 a/78) läßt die tektonische Durchbewegung gut erkennen. Neben Globigerinen und Globorotalien wurde vor allem *Plectina dalmatina* (Schubert) beobachtet.

Einige Meter bachaufwärts, auf der gegenüberliegenden, orographisch gesehen rechten Bachseite, sind dunkelgraue bis schwarze, teilweise verquälte Mergel aufgeschlossen (Proben 3747, 3762—3763). Sie werden durch ihre reichen Sand- und Kalkschalerfaunen als tieferes bis mittleres Paleozän ausgewiesen. Gekielte Globorotalien konnten nicht festgestellt werden. Diese dunklen Gesteine sind gleichfalls zur Buntmergelserie zu rechnen.

Als nächstes begegnet man dunkelroten Tonen, die zeitweise am linken Hang unter einem umgestürzten Baum zugänglich waren (Proben 3744, 3764). Ihre Mikrofauna besteht hauptsächlich aus Flyschsandschalern, darunter *Psammosiphonella* und *Hormosina*. Diese werden von *Arenobulimina, Reussella szajnochae* (Grzyb.) sowie einigen wenigen Lagenidae und rotaliiden Formen begleitet. Das Alter dieser Tone ist höhere Oberkreide. Das Nannoplankton (det. H. Stradner) deutet auf Campan hin. Eine weitere Probe roter Pelite, die mit dunkelbläulichgrauen Tonen verknetet waren (Probe 3740), lieferte darüber hinaus *Rzehakina epigona* (Rzehak), Globigerinen und gekielte Globorotalien (Morozovellen) aus der *velascoensis-* und *aequa*-Gruppe. Durch letztere wird höheres Paleozän angezeigt. In die Tone war ferner ein Brocken einer feinkörnigen polygenen Brekzie eingepreßt (Schliffe G 1688—1689 a/78). Alle diese Befunde sprechen für eine mehr süd-

ultrahelvetische Fazies (vgl. hierzu S. 184). Die roten Tone sind daher oberkretazisch, die grauen Pelite gehören hingegen dem älteren Alttertiär an.

Auf derselben Bachseite folgen Bänke eines fein- bis höchstens mittelkörnigen Lithothamnienschuttkalks, der lagenweise in Feinsandkalke übergeht. In den Dünnschliffen (G 1704—1706a/78, G 1723—1724 a/78) beobachtet man zahlreiche Gypsinen, welche den gewöhnlichen südhelvetischen Lithothamnienschuttkalken weitgehend fremd sind. Diese Gesteine seien daher als Lithothamnien-Gypsinenkalke bezeichnet. Auffallend ist ferner das verhältnismäßig häufige Auftreten von umgelagerten Globotruncanen; auch Acarininen und Morozovellen auf sekundärer Lagerstätte wurden festgestellt. Umlagerungen dieser Art sind in Lithothamnienkalken bisher ein Novum. In Verbindung mit den Feinsandkalken kommt daher eine Zugehörigkeit zu den Katzenloch-Schichten in Betracht.

An diese Kalke schmiegen sich helle, weiche Mergel an. Probe 3756 führt eine obereozäne Stocklettenfauna vom Typus Katzenloch. Eine weitere Probe (3765) enthält zusätzlich abgerollte Milioliden, Nummuliten, Pararotalien und Asterigerinen. Auch umgelagerte Globotruncanen fehlen nicht. Es liegt daher nahe, diese Mergel mit den höheren Katzenloch-Schichten in Beziehung zu bringen.

Der nächste Aufschluß, immer noch auf der linken Grabenseite, lieferte dunkelgraue, tonige Mergel mit dunkelroten Schmitzen. Sie bergen eine Mischfauna aus höherer Oberkreide und Oberpaleozän (Probe 3741). Es wurden daher, ähnlich wie in Probe 3740, verschieden alte Mergel tektonisch miteinander vermengt. Auch sie sind im Ultrahelvetikum beheimatet.

Noch weiter bachaufwärts treten an einer Bachbiegung graue, dunkelgefleckte, etwas plattige kalkige Mergel zutage. Sie schließen ungemein reiche und großwüchsige Mikrofaunen ein (Proben 3742, 3757). An leitenden Arten seien angeführt: *Bolivina incrassata* Reuss, *Reussella szajnochae* (Grzyb.), *Racemiguembelina fructicosa* (Egger), *Globotruncana stuarti* (de Lapparent), *Gl. contusa* (Cushman) und *Ab. mayaroensis* (Bolli). Die letztgenannte Art gestattet eine Einstufung in das Obere Maastricht. In Schliffen härterer Lagen (G 1725—1726 a/78) wurden phosphoritische Einschlüsse beobachtet. Das Gestein gehört unzweifelhaft der Buntmergelserie an.

Auf der rechten Bachseite schließt ein längerer Aufschluß in schwarzen, mehr oder weniger sandigen Mergeln an, denen einzelne Sandsteinbänke eingeschaltet sind. Das völlige Fehlen von Fossilien macht eine Beurteilung dieser Gesteine schwierig. Sehr wahrscheinlich liegen paleozäne Ablagerungen der Sandnock-Fazies vor (vgl. hierzu Reis 1896, S. 52—53; S. 181). Diese Ablagerungen können entlang einer Forststraße N des Steinecks oberhalb Mauer, östlich der Roten Traun, bequem studiert werden. Die regelmäßige Wechsellagerung von schwarzen Sand- und Tonmergeln mit Sandsteinbänken läßt an eine flyschartige Fazies denken.

Es folgen graue, sehr feinkörnige, milde Mergel. Eine Schlämmprobe (3748) erbrachte eine sehr spärliche und kleinwüchsige Globigerinenfauna, dazu Pyritkugeln, die vielleicht einmal Radiolarien waren. Diese Mergel erinnern an Vorkommen im Oberlauf des Mühlgrabens E Hammer (E der Roten Traun; vgl. hierzu S. 216). Ihr Alter ist Mitteleozän. Nach Aussage des Nannoplanktons (fide Stradner) gehören diese Schichten in die NP 16—17. Sie entstammen dem Ultrahelvetikum.

Der folgende Aufschluß befindet sich am linken Bachrand. Er enthüllt schwarze, feinsandige Mergel, die mit Hilfe ihrer Mikrofauna als Maastricht bestimmt

werden können (Probe 3749). An Leitformen seien *Bolivina incrassata* Reuss, *Bolivinoides draco* (Marsson) und *Globotruncana contusa* (Cushman) genannt. Das planktonische Element wird ferner durch *Gublerina* und *Rugoglobigerina* vertreten. Das sand- und kalkschalige Benthos ist wohl entwickelt (u. a. *Bathysiphon*). Die Mergel sind daher der südhelvetischen Oberkreide zuzuordnen.

Diese Schichten werden im SW von priabonen Globigerinenmergeln abgelöst. Ihre Aufschlußbreite beträgt mehrere Meter. Sie sind als dunkelgraue, milde, stückig brechende Mergel mit schwarzvioletten Klüften ausgebildet. Aus ihnen wurden reiche Stockletten-Faunen vom Typus Katzenloch ausgeschlämmt (Proben 3743, 3758—3759). Die Nannoflora läßt eine Einstufung in die Zone NP 19 zu (mündliche Mitteilung von Herrn Dr. Stradner vom 28. 6. 1978).

Im Hangenden schließen plattige Bänke eines blaugrauen Feinsandkalks an. In Schliffen (G 1707—1709 a/78) erweist sich das Gestein als gradiert; der Fossilgehalt (vor allem Foraminiferen) ist starken Schwankungen unterworfen. Alle Merkmale deuten auf die mittleren Katzenloch-Schichten hin.

Nach einer großen Bachkehre stehen am linken Ufer erneut Stockletten an. Die olivgrauen, milden Mergel enthalten reiche Mikrofaunen des Obereozäns (Proben 3760, 3766). Auf der gegenüberliegenden Bachseite streichen einige Hartbänke zutage. Unter dem Mikroskop zeigten sich diese teils als Feinsandkalke (Schliffe G 1727 a/78, G 1733—1735 a/78), teils als feinkörnige, glaukonitische Lithothamnienschuttkalke (Schliffe G 1728—1729 a/78, G 1737—1738 a/78). Bankweise beobachtet man einen faziellen Übergang beider Gesteine (G 1736 a/78). Die Feinsandkalke sind feingeschichtet und gradiert; dünne, sandreichere Zwischenlagen verleihen den Bänken ein laminiertes Aussehen. Diese Ausbildung ist von den mittleren Katzenloch-Schichten nicht wegzukennen. Sie sind gewöhnlich reich an feinem Lithothamniengrus. Die Lithothamnienschuttkalke, welche tektonisch teilweise sehr stark beansprucht sind, erscheinen weniger charakteristisch. Ihr gemeinsames Auftreten mit den Feinsandkalken spricht aber ebenfalls für eine Zugehörigkeit zu diesen Schichten.

Der Vollständigkeit halber wurden auch die wichtigsten Bachgerölle näher untersucht.

Das Kristallin wird durch rötlichbraunen Quarzporphyr vertreten (Schliff G 1690 a/78). Dieses Gestein ist im Vorland des Sulzbergs nicht selten (Freimoser in Doben 1970, S. 99, 101). Es handelt sich um isolierte Blöcke aus dem Wildflysch (l. c., S. 102).

Gesteine aus dem Flysch gehören naturgemäß zu den häufigsten Geröllen. Als Beispiel wurde ein dunkelgrünlichgrauer, feinkörniger, glaukonitischer Sandkalk gewählt (Schliff G 1722 a/78). Er erinnert sehr stark an Glaukonitsandsteine der Quarzitgruppe des „Gaults", enthält aber spärliche pelagische Foraminiferen der Oberkreide. Nach Freimoser (1972, S. 34—35) besitzt die Zementmergel-Serie der höheren Oberkreide am Nordhang des Sulzbergs infolge tektonischer Beanspruchung ein „gaultartiges" Aussehen, ein Umstand, der häufig zu Verwechslungen geführt hat. Unser Geröll stammt aus der „Mischfazies" der Zementmergel-Serie (Freimoser 1972, S. 40—41).

Zum südultrahelvetischen Wildflysch ist ein Riesenblock einer grobstruierten, polygenen Brekzie mit Fossilresten zu rechnen. Das Gestein ist mit Mergel- und Schieferfetzen gespickt, deren Länge den Betrag von 7 cm gelegentlich übersteigt. Die Einschlüsse sind meist grün, teilweise aber auch rot oder schwarz. In

Dünnschliffen (G 1693—1694 a/78) beobachtet man an kristallinen Komponenten hauptsächlich Quarz, Feldspat, Glimmer, Phyllite und diabasähnliche Gesteine. Die organischen Reste verteilen sich auf kleine Nummuliten, Assilinen, Bryozoen, Austernschalen und Echinodermenreste. Das Alter dieser Brekzie ist Untereozän[6]).

Entsprechende Gesteine wurden bereits früher im Moos-Graben und im Katzenloch-Graben nachgewiesen (Hagn 1955 b, Taf. 40, Bild 1; 1960, Fußn. 56 a auf S. 81, S. 98). Ein altes Sammlungsstück dieser Brekzien schließt einen Knochenrest ein. Kenawy (1966, S. 107 bis 108) bearbeitete die Großforaminiferen dieses Vorkommens, das er in das Cuis stellte. Die vorherrschende Art ist *Nummulites pernotus* Schaub. Freimoser (in Doben 1970, S. 103) bezweifelte im übrigen zu Unrecht die südultrahelvetische Herkunft dieser Gesteine.

Der Buntmergelserie sind rötlichgraue Mergelkalke mit grünlichen Reduktionsflecken zuzurechnen. In Schliffen (G 1695—1696 a/78) wurden zahlreiche dorsoventral abgeplattete Globotruncanen der *Gl. lapparenti*-Gruppe festgestellt. Es liegen somit ältere Horizonte als Maastricht vor.

Als südhelvetisches Paleozän sind grobkörnige Sandsteine mit Operculinen, Discocyclinen, Serpuliden, Bryozoen, Cranienresten und Echinodermenschutt aufzufassen (Schliffe G 1684—1686 a/78). Blöcke dieses Gesteins wurden auch im Katzenloch-Graben und im Galon-Graben gefunden (S. 206).

Dasselbe Alter und dieselbe Herkunft besitzt ein bräunlicher, grobkörniger, etwas sandiger Lithothamnienschuttkalk mit reichlich Schalenresten von *Pycnodonte* und Bryozoen. Die Fossilreste schwimmen in einer wohl entwickelten sparitischen Grundmasse (Schliffe G 1730—1732 a/78). Das Anstehende dieses Gesteins ist aus dem Kressen-Graben bekannt. Die Fossilschuttkalke folgen im Profil über schwarzen, sandigen Mergeln und sind daher als Sedimente des höheren Thanets zu betrachten (vgl. hierzu Reis 1896, S. 32).

Dem südhelvetischen Obereozän können helle, feinkörnige Lithothamnienschuttkalke einverleibt werden, welche ziemlich häufig große Eindrücke von Stockletten-Geröllen („Tongallen") aufweisen. Das feinsandige, schwach glaukonitische Gestein ist auf der Bankunterseite meist etwas grobkörniger. In Dünnschliffen (G 1682—1683 a/78) wurden u. a. *Heterostegina* und *Gypsina linearis* (Hanzawa) beobachtet.

Eine etwas abweichende Fazies zeigt ein sehr feinkörniger Lithothamnienschuttkalk, in den lagen- oder nesterartig gröberes Material eingelagert ist. Seine Schichtung ist sehr unregelmäßig, die Schichtflächen sind uneben. Rutschungserscheinungen verleihen dem Gestein einen flyschartigen Habitus. Man wird dadurch an die Katzenloch-Schichten erinnert, doch konnten in den Dünnschliffen (G 1691 bis 1692 a/78) keine Einschwemmungen aus dem Süden nachgewiesen werden. Die Zuordnung bleibt daher vorerst noch offen.

Ein plattiger Fossilschuttkalk, der als Lesestein im Hangschutt gefunden wurde, läßt sich dagegen in allen Punkten mit der Basisbank der Katzenloch-Schichten des Typus-Profils vergleichen. Das Gestein ist ungemein fossilreich. Es wurden außerdem zahlreiche Karbonatgeröllchen festgestellt (Schliffe G 1720 bis 1721 a/78).

---

[6]) Dieselben Gesteine wurden von Faupl (1978, S. 16 usf.) als Bernreither Fazies aus Niederösterreich beschrieben. Die graugrünen Sedimente führen u. a. Nummuliten und Assilinen; ihr Alter ist Untereozän.

Den wichtigsten Fund stellt ein kantengerundetes Bachgeröll mit den Maßen 28×23×3 cm dar, das mit der extremen Schuttfazies der basalen Katzenloch-Schichten vertraut macht. Das Gestein ist als Feinkonglomerat mit Fossilresten ausgebildet. Die größten Geröllchen erreichen einen Durchmesser von über 3 mm. Die meisten Komponenten, die häufig nur kantengerundet sind, erscheinen von einer dünnen dunklen Rinde umgeben (Taf. 15, Bild 1—2). Ein Färbetest mit Alizarin-S ergab, daß unter den karbonatischen Gemengteilen Dolomit bei weitem überwiegt. Gegenüber der Basisbank des Katzenlochs treten die Mikrofossilien stärker in den Hintergrund (Schliffe G 1677—1679 a/78). Es kommen aber dieselben Gattungen und Arten vor. *Nummulites* cf. *fabianii* (Prever) konnte ebenfalls nachgewiesen werden.

Fazit: Auch im Moos-Graben, der einer südlicheren Zone als der Katzenloch-Graben angehört (S. 218), konnten Katzenloch-Schichten im Gefolge von priabonen Stockletten aufgefunden werden. Sie werden von mannigfach ausgebildeten südhelvetischen und ultrahelvetischen Ablagerungen begleitet. Ihr mehrfaches Auftreten kann durch eine starke Verschuppung des Profils erklärt werden. Auch im Moos-Graben bildet demnach das Südhelvetikum fensterartige Aufbrüche inmitten des Ultrahelvetikums.

Die anstehenden und verschleppten Vorkommen von Katzenloch-Schichten im Moos-Graben ergänzen darüber hinaus unsere Kenntnis dieser Schichten in höchst erfreulicher Weise. Während im Typusprofil eigentliche Lithothamnienschuttkalke fehlen, beteiligen sich diese weiter im Süden in beträchtlichem Ausmaß am Aufbau dieser Schichtfolge. Die Feinsandkalke sind ebenfalls weit verbreitet. Ohne Kenntnis der Typlokalität wäre eine sichere Deutung allerdings nicht möglich. Dasselbe gilt für die Feinkonglomerate mit *N.* cf. *fabianii;* bis noch vor kurzer Zeit hätte man das oben erwähnte Rollstück als glazial verschlepptes Geröll aus dem Oberaudorfer Priabon deuten müssen (vgl. hierzu S. 225).

Die Westbegrenzung der Katzenloch-Schichten wird durch den Sulzberg-Flysch gegeben. Hierzu sind keine weiteren Bemerkungen nötig.

## 4. Benachbarte Gebiete

Inzwischen konnten Äquivalente der Katzenloch-Schichten auch außerhalb des engeren Untersuchungsgebietes nachgewiesen werden. Da die Untersuchungen erst begonnen haben, seien die folgenden Mitteilungen kurz gehalten.

Im Gebiet von Schöneck, also im Westen des Galon-, Katzenloch- und Moos-Grabens, fand de Klasz (in Ganss 1956, S. 63) Sandsteinbänke, welche Stockletten eingeschaltet sind. Der genannte Autor beobachtete in ihnen rasch wechselnde sandige und mergelige Lagen. Es besteht daher der dringende Verdacht auf Katzenloch-Schichten, zumal in ihrer Nähe gleichfalls Buntmergelserie zutage tritt.

Weiter im Osten wurden Feinsandkalke der Katzenloch-Schichten im Mühl-Graben, E Hammer, östlich der Roten Traun, entdeckt. Das Vorkommen ist dem Flysch des Kachelsteins (Teisenberg-Massiv) vorgelagert; die Aufschlüsse liegen kurz oberhalb der Einmündung des Kaß-Grabens. Die Feinsandkalke treten als einzelne Bänke inmitten von Stockletten auf, die u. a. durch *Hantkenina alabamensis* Cushman als Priabon ausgewiesen sind. Die Hartbänke zeigen wulstige Schichtunterseiten; weitere Merkmale sind wellige Schichtflächen, Schrägschichtung, graded bedding und Bioturbation. In Dünnschliffen beobachtet man einen wechselnden

Fossilgehalt; Globigerinen sind häufig. Pyritimprägnationen gehören zum gewohnten Bild. An bezeichnenden anorganischen Komponenten sind Körner von Spinell und feinster Karbonatschutt zu nennen.

Die Feinsandkalke weisen zweifellos einen flyschartigen Habitus auf. Auf sie wurde der Verfasser von Herrn Dr. J. H. Ziegler, München, aufmerksam gemacht, der sie während einer Kartierung des Gebietes im Jahre 1962 auffand. Die Aufschlüsse des Mühl-Grabens sind der Sandnock-Zone im Sinne von Reis (1896) zuzurechnen. Die Stockletten werden an manchen Stellen von Buntmergelserie umsäumt.

Im Oberlauf des Mühl-Grabens stehen weiche, feinstsandige, graue Mergel an, denen dünne Bänkchen eines Feinsandsteins eingelagert sind. Sie führen spärliche und meist ziemlich kleinwüchsige, fast ausschließlich pelagische Mikrofaunen. U. a. wurden die Gattungen *Globigerina, Globorotalia (Acarinina), Gl. (Turborotalia), Truncorotaloides* und *Pseudohastigerina* beobachtet. Daneben stellen sich umgelagerte Globotruncanen ein. Das Alter dieser Mergel ist Mitteleozän. Die Sandsteinbänkchen sind teilweise gradiert; sie enthalten Kristallin des Südultrahelvetikums (Phyllit, Grünsteine). Außerdem wurden seifenartige Anreicherungen opaker Körner (? Magnetit) ermittelt. An organischen Resten konnten Globigerinen, Discocyclinen sowie umgelagerte Globotruncanen nachgewiesen werden.

Die Mikrofaunen der weichen, grauen Mergel sind bedeutend ärmer als diejenigen der Buntmergelserie. Sie erinnern an eine Fauna aus feinkörnigen, grauen Mergeln des Moos-Grabens (S. 212). Bezeichnend ist die Einlagerung von Sandsteinbänkchen, die sich überwiegend aus kristallinen Komponenten zusammensetzen. Die vorliegenden Gesteine sind daher in das Südultrahelvetikum zu stellen.

Es sei noch vermerkt, daß der Mühl-Graben reich an Flyschschutt ist. Die Hällritzer Serie der höheren Oberkreide kann in allen Variationen studiert werden. U. a. wurden Fein- und Grobbrekzien, spiculitische Feinsandkalke, Glaukonitsandsteine und Kieselkalke angetroffen.

Anzeichen für Umlagerungen aus dem Süden wurden auch in der Bohrung Kressenberg VII in einer Teufe von 44,5 m festgestellt (vgl. hierzu Ziegler 1960, S. 213). In einer teilweise etwas kleinwüchsigen Globigerinenfauna, in der auch *Globorotalia (Turborotalia) cerroazulensis cocoaensis* Cushman auftritt, wurden nicht selten pyritimprägnierte Discocyclinen-Geröllchen bzw. -splitter, Nummuliten und Bryozoen entdeckt. Ihr Erhaltungszustand sticht deutlich von demjenigen der autochthonen Fauna ab. Entsprechende Einschwemmungen wurden in den Mergeln der Katzenloch-Schichten des Typus-Profils sowie des Galon-Grabens beobachtet (S. 205). Denselben Horizont stuften Martini & Müller (1971, S. 384) mit Hilfe des Nannoplanktons in die Zone NP 20 ein.

Die Bohrung Kressenberg VII wurde NNW Mitterstatt ESE Kressenberg abgeteuft (Ziegler 1975, Abb. 70). Die erbohrten Stockletten stellen das Hangende der Südschuppe des Kressenbergs dar (Reis 1895), gehören also zur südlichen Kressenberger Fazieszone. Hierher sind wohl auch die Stockletten vom Dach des Maurer-Flözes zu rechnen. Den Herren Dr. J. H. Ziegler und H. Risch sei für die Erlaubnis zur Einsicht in die erwähnte Probe auch an dieser Stelle herzlich gedankt.

Noch weiter im ENE, im Leitenbach SE Teisendorf, stehen im sog. Ramsau-Fenster Schichten der südhelvetischen Oberkreide und des Alttertiärs im Verein mit Buntmergelserie an (Freimoser 1972, S. 27—31, Abb. 5). Aus dieser Aufschlußgruppe beschrieb der genannte Autor ein Vorkommen von Rupel, das er für ein Äquivalent der Tonmergelschichten der Molassezone hielt.

Es wurden einige Anstrengungen unternommen, diese Mergel wieder aufzufinden. Zu diesem Zweck wurden 25 Schlämmproben untersucht, von denen die meisten Herr J. Wührl allein aufsammelte. Leider befand sich keine Molasseprobe darunter.

Dennoch wurden einige Beobachtungen gemacht, die nicht unerwähnt bleiben sollen. Zunächst einmal konnte in der Buntmergelserie nicht nur Maastricht, sondern auch Paleozän festgestellt werden, und zwar nördlich und südlich des südhelvetischen Erzzuges (Reis 1896, S. 57). Die harten Sandsteine, welche schwarzen, sandigen Mergel eingelagert sind, erwiesen sich im Dünnschliff als Hachauer Schichten. Nördlich davon wurde am linken Bachufer eine Probe eines grauen, sehr feinkörnigen Mergels entnommen, der eine obereozäne, etwas kleinwüchsige Mikrofauna einschließt. Diese Mergel werden im Norden von Buntmergelserie begrenzt. Die Aufschlußverhältnisse des Leitenbachs sind daher bedeutend komplizierter, als dies Freimoser annahm.

Diese obereozänen Mergel, in denen wie in der Bohrung Kressenberg VII *Globorotalia (Turborotalia) cerroazulensis cocoaensis* Cushman vorkommt, enthalten nun ebenfalls allochthone Faunenelemente, wie sie für die Katzenloch-Schichten typisch sind. Es seien hier nur abgerollte Gehäuse der Gattung *Pararotalia* sowie Asterigerinen genannt. Außerdem wurden umgelagerte Globotruncanen beobachtet. Die autochthone Fauna ist kleinwüchsig und erscheint verarmt; auch dieser Befund weist auf die Katzenloch-Schichten hin (S. 219).

Daraus geht hervor, daß die Katzenloch-Schichten eine weitere Verbreitung besitzen als ursprünglich angenommen wurde. Sie treten auch im Leitenbach in gewohnter Umgebung auf. Sie sind auch an dieser Lokalität an Südhelvetikum (höhere Oberkreide, Erzschichten des Cuis) gebunden, das im Norden und im Süden von Ultrahelvetikum (Maastricht und Paleozän) umsäumt wird.

## D. Deutung und Folgerungen

### 1. Die tektonische Gesamtsituation

Die vorangegangenen Ausführungen wurden deshalb so ausführlich gehalten, um die „Umwelt" der Katzenloch-Schichten möglichst vollständig aufzeigen zu können. Es zeigte sich, daß diese Ablagerungen stets im Gefolge von Südhelvetikum und Ultrahelvetikum auftreten. Dieses „Gespann" wurde abgesehen von der Typlokalität auch im Katzenloch-Graben, im Moos-Graben, im Mühl-Graben sowie im Leitenbach SE Teisendorf beobachtet.

Das südhelvetische Profil des Katzenlochs stellt eine zusammenhängende Schichtfolge dar, auch wenn es Schichtreduktionen und andere tektonische Komplikationen aufweist (S. 193). Da die Katzenloch-Schichten mit den Stockletten eng verknüpft sind, können sie als ihr Hangendes aufgefaßt werden. Mit großer Wahrscheinlichkeit gehören auch die Hachauer Schichten des Katzenloch-Grabens zu diesem Profil, desgleichen wohl auch die losen Vorkommen von südhelvetischem Paleozän.

Auf die starke tektonische Zerstückelung des Untersuchungsgebietes machte bereits Reis (1896, S. 107, Abb. auf S. 106) aufmerksam. Er sprach von einem „Hachauer Einbruchsgebiet". Südlich des Galon-Grabens und östlich des Katzen-

lochs sind Störungen anzunehmen, an denen das E-W verlaufende Streichen durch ein NW-SE gerichtetes abgelöst wird (vgl. hierzu Reis 1895).

Die Aufschlüsse im Galon-Graben verkörpern, von Ausnahmen (S. 221) abgesehen, einen Teil der Eisenärzter Zone. Das Katzenloch-Profil bildet hingegen die südwestliche Fortsetzung des Maurerschurf-Komplexes, ist also dem Südteil der Kressenberger Zone zuzuordnen. Es entspricht damit der Südschuppe des Kressenbergs. Der Moos-Graben indes repräsentiert eine noch südlichere Einheit, nämlich die Sandnock-Zone. Sein Schichtbestand harmoniert gut mit dem des Mühl-Grabens und der nördlich anschließenden Gebiete. Der Begriff Zone wird hier in doppeltem Sinne verwendet, nämlich sowohl in paläogeographischer als auch in tektonischer Hinsicht.

Am NE-Fuß des Sulzbergs sind drei verschiedene tektonische Stockwerke übereinander aufgeschlossen. Das tiefste Stockwerk wird durch das Südhelvetikum dargestellt. Die nächsthöhere Einheit bildet das Ultrahelvetikum, in der Literatur auch häufig als „Walzstockwerk" bezeichnet. Die höchste Etage wird durch den Flysch gebildet, der an den Deckenrändern allerdings stark zurückgewittert ist.

Das an Tonen so reiche Ultrahelvetikum diente bei der Überschiebung des Flysches als Schmier- und Gleitmittel. Es ist daher häufig sehr stark ausgequetscht und liegt zumeist als dünne, häufig zerrissene und abgeschürfte Haut auf dem Helvetikum. Das Zurücktreten harter, widerstandsfähiger Gesteinsbänke, die den Profilen Halt hätten verleihen können, führte zu einer Vielzahl von Mergelschuppen, die man mit Fug und Recht als tektonisches „Kleinholz" apostrophieren könnte. Gerade aber dieser kleinräumigen Tektonik ist es zu verdanken, daß die geringmächtigen Katzenloch-Schichten eingeschuppt wurden und dadurch der Abtragung entgingen.

Aus alledem erhellt, daß das Südhelvetikum jeweils in Form eines tektonischen Fensters in Erscheinung tritt. Seine Gesteine werden in allen Gräben von der hochpelagischen Buntmergelserie ummantelt, an derem Aufbau meist rote Mergel des Lutets wesentlich beteiligt sind. Da das südhelvetische Mitteleozän (Schwarzerz, *Ditrupa*-Kalk, Nebengestein) hingegen einem sublitoralen bzw. neritischen Ablagerungsraum entstammt, ist es nicht möglich, mit Freimoser (1972, S. 31) eine enge räumliche Verzahnung beider Einheiten anzunehmen. Ein derartiges Vorgehen würde jeder palökologischen Erfahrung widersprechen, zumal die starke tektonische Durchmengung bis in den Schliffbereich hinein offenkundig wird. In dieser Arbeit wird daher der Vorstellung weitreichender Überschiebungsbahnen der Vorzug gegeben.

## 2. Die paläogeographische Stellung der Katzenloch-Schichten

Das Auftreten litoraler Faunenelemente in den Katzenloch-Schichten ließ in Verbindung mit der Zufuhr kalkalpinen Schutts zunächst an eine Flachwasser-Fazies denken. Es lag daher nahe, eine Transgression über Stockletten anzunehmen, die zu einer Aufarbeitung der jüngsten Globigerinenmergel führte. Auf diese Weise ließen sich auch die Mischfaunen der Katzenloch-Schichten einigermaßen erklären. Dieses Seichtwasser-Modell zwang aber zur Annahme einer Hebung des südhelvetischen Meeresbodens um einige hundert Meter, was eine Art Fahrstuhltektonik bedeutete. Erschwerend kam hinzu, daß für diese Vorgänge kaum Zeit zur Verfügung stand; Hebung und nachfolgende Transgression hätten in der Zone

NP 19, also im mittleren Priabon, erfolgen müssen. Hier wäre wohl auch die Pyrenäische Phase etwas überfordert gewesen.

Eine eingehende palökologische Analyse der einzelnen Proben führte indes zu einer anderen Deutung der Genese der Katzenloch-Schichten. Das Tiefwasser-Modell geht von der Vorstellung aus, daß ihre Sedimentation im südhelvetischen Tiefseetrog stattfand. In ihn wurden von Süden her die Flachwasser-Foraminiferen, die Bryozoen sowie der Gesteinsschutt eingeflößt. Damit sind die litoralen Faunenelemente und nicht die Gehäuse der Globigerinen als allochthon aufzufassen. Das bodenständige Benthos wird hauptsächlich von ökologisch anspruchslosen Sandschalern, untergeordnet auch von kalkschaligen Formen gebildet. Da die Einstreuungen in den Stocklettenraum mengenmäßig stark schwanken, beobachtet man von Probe zu Probe recht unterschiedliche, insgesamt ziemlich merkwürdige „Taphocönosen". Die in den Katzenloch-Schichten häufig beobachtete Kleinwüchsigkeit der pelagischen Foraminiferen läßt sich zudem auf eine zeitweilige Verschmutzung des Wassers durch Tontrübe zurückführen. Eine dadurch bedingte Verarmung des Phytoplanktons hat unweigerlich einen Rückgang des tierischen Planktons zur Folge. Diese Wechselbeziehung wurde von PFLAUMANN (1967, S. 220) am Beispiel des bayerischen Flysches klar aufgezeigt.

Tontrübe und Transport von Feinstmaterial lassen auf turbidity currents oder Suspensionsströme schließen. Damit gehören die Katzenloch-Schichten in die Kategorie der Turbidite. In der Tat weisen ihre einzelnen Schichtglieder zahlreiche flyschartige Merkmale auf. Krummschalige Lagerung, Gradierung, häufig im mm-Bereich, Schrägschichtung, Laminae und Sohlmarken seien als Beispiele genannt. So kann man auch die Basisbank im Sinne von MEISCHNER (1964) als allodapisch bezeichnen. Die Korngrößenabnahme der Katzenloch-Schichten vom Liegenden zum Hangenden täuscht zunächst eine einmalige Schüttung vor. Altersunterschiede und Abweichungen in der Zusammensetzung deuten dagegen auf eine längerandauernde Zufuhr suspendierter Fremdstoffe hin. Die Sedimentationsrate war zu Beginn der Schüttung am größten und nahm nach oben langsam ab. Hier drängt sich ein Vergleich mit seismischen Impulsen auf; bei einem Erdbeben folgen gewöhnlich auf den Hauptstoß mehrere Nachbeben. Es darf nämlich angenommen werden, daß die Trübeströme, deren Material am Boden des Stockletten-meeres Einschichtung fand, durch Erschütterungen der Erdkruste im südlichen Rückland ausgelöst wurden.

Auch innerhalb des südhelvetischen Trogs mag es infolge von Bodenunruhen zu submarinen Rutschungen und Gleitungen gekommen sein; nachträgliche Schichtverbiegungen waren die Folge (S. 193). Es sei aber den Sedimentologen überlassen, hier weitere Schlüsse zu ziehen. Trotzdem mag noch der Hinweis gestattet sein, daß es nicht immer leicht ist, aus den sedimentologischen Merkmalen eines Gesteins seinen Entstehungsort zu bestimmen. So werden z. B. Rippelgefüge, Schrägschichtung und laminierte Sande auch im Seichtwasser beobachtet. Im Fall der Katzenloch-Schichten wiesen vor allem die Mikrofaunen den richtigen Weg.

Die Lehre von den turbidity currents kam zu Beginn der 50er Jahre in Holland auf. Bereits zehn Jahre vorher beschrieb E. KRAUS (1941, S. 299 usf.) am Beispiel flyschähnlicher Gosau zahlreiche sedimentologische Merkmale von Turbiditen. Er erkannte die Bedeutung orogener Sedimente und bereitete damit unseren heute gültigen Vorstellungen den Weg.

Damit ist die Hauptfrage gelöst. Es erscheint auch ziemlich sicher, daß die klastischen Einstreuungen der Katzenloch-Schichten nur den distalen Ausläufern von

Trübeströmen entsprechen. Das gröbere Korn wäre zweifellos erst weiter im Süden zu erwarten. Völlige Unklarheit herrscht indes noch darüber, ob der südliche Schelfabfall zum Stocklettentrog hin von submarinen Canyons[7]) zerschnitten war, an deren Enden das geförderte Material in Form von „Fans", also fächerartig ausgebreitet wurde. Die Beantwortung dieser Frage setzt noch weitere Beobachtungen in den östlich und westlich anschließenden Gebieten voraus.

Die Katzenloch-Schichten leiten demnach eine neue Art der Sedimentation im Südhelvetikum ein. Während die 4,5 m mächtigen Stockletten keine Gliederungsmöglichkeit erkennen lassen, sind die nur 2,4 m messenden Katzenloch-Schichten der Typlokalität in sich außerordentlich reich unterteilt. Als neues „Ereignis" ist auch die Zufuhr ungeheurer Massen organischer und anorganischer Fremdstoffe zu werten. Wie bereits ausgeführt (S. 201), reichen die Umlagerungen von der Trias bis zum Mitteleozän. Dieser Umschwung, der ziemlich unvermittelt erfolgte, ist einem allgemeinen Schema folgend mit der Illyrischen Phase in Verbindung zu bringen (vgl. hierzu S. 227).

Umlagerungsvorgänge zogen den Verfasser schon sehr frühzeitig in ihren Bann (Hagn 1950). Ohne ihre Kenntnis wäre eine Geschichtsschreibung der Alpen in tertiärer Zeit nicht möglich (vgl. hierzu Hagn 1976). Bei der Suche nach der ältesten Molasse spielten sie, wie wir sehen, eine entscheidende Rolle.

Nachdem die Genese der Katzenloch-Schichten ausreichend angesprochen wurde, stellt sich die Frage nach ihrer Abgrenzung von den Stockletten. An der Typlokalität, unterhalb des Katzenlochs, erscheinen die Verhältnisse ziemlich klar. Die Grenze der Basisbank zu den Stockletten ist scharf. Die Schichtfolge kann nach der Gesteinsausbildung unschwer in tiefere, mittlere und höhere Katzenloch-Schichten unterteilt werden. Sie wurde daher als kartierbare Einheit bezeichnet (S. 201).

Im Katzenloch-Graben und Moos-Graben können die Feinsandkalke ebenfalls den mittleren Katzenloch-Schichten gleichgestellt werden. Das feinkonglomeratische Bachgeröll aus dem Moos-Graben erlaubt hingegen eine Zuordnung zur Basisbank und damit zu den tieferen Katzenloch-Schichten. Fraglich ist dagegen, ob man die Feinsandkalke des Mühl-Grabens ohne weiteres dem mittleren Teil der genannten Schichtfolge zurechnen darf; sie sind als einzelne Bänke den Stockletten normalstratigraphisch eingelagert. Eine gröbere Fazies ist bisher nicht bekanntgeworden. Damit ist ihre Stellung im Profil vorerst noch nicht gesichert.

Noch schwieriger wird die Abtrennung von den Stockletten, wenn die Umlagerungen ausschließlich in Mergeln beobachtet werden (Galon-Graben, Bohrung Kressenberg VII, Leitenbach). Häufig findet man nur pyritdurchstäubte Discocyclinen-Geröllchen und -splitter, abgerollte Pararotalien, Bryozoenbruchstücke und einige wenige andere Fremdlinge (z. B. Milioliden). Die Fazies dieser Mergel ist von der Ausbildung der Stockletten meist nicht wegzukennen. Allerdings weisen nicht selten kleinwüchsige Globigerinen auf eine Verarmungszone hin (S. 219). Diese Ausbildung ist vor allem in den nördlichsten Verbreitungsgebieten der Katzenloch-Schichten anzutreffen. Hier liegen zweifellos Übergänge von Katzenloch-Schichten zu Stockletten vor, die bei einer Kartierung schwer zu erfassen sind.

---

[7]) In diesem Zusammenhang sei auf eine modellartige Darstellung der Sedimentation in submarinen Canyons und ihrer Umgebung durch Walker (1978, Fig. 13 auf S. 946) hingewiesen.

Katzenloch-Schichten wurden bisher nur im Südteil der Kressenberger Faziszone und in der Sandnock-Zone (Moos-Graben, Mühl-Graben) entdeckt. In der Eisenärzter Zone scheinen sie bereits zu fehlen. Die Aufschlüsse im Unterlauf des Galon-Grabens (S. 205) liegen im tektonisch Hangenden der Schönecker Fischschiefer und gehören damit bereits der Kressenberger Zone an.

Das Hangende der Katzenloch-Schichten ist im Typus-Profil nicht aufgeschlossen. Es ist durchaus möglich, daß auf sie nochmals Stockletten folgen. Im Mühl-Graben werden die Katzenloch-Schichten mit Sicherheit von Globigerinenmergeln überlagert. In den nördlicheren Regionen, in denen sie nur mehr geringmächtige Ausläufer bilden, herrschen ohnehin Stockletten im Profil vor. Es konnten jedenfalls keine Anzeichen für ein Verflachen des Meeres ermittelt werden.

Es wurde gezeigt, daß die Katzenloch-Schichten im allgemeinen arm an Zerreibsel von Rotalgen sind. Eine Verwechslung mit Lithothamnienschuttkalken, wie sie den nord- und südhelvetischen Stockletten nicht selten eingelagert sind, erscheint daher ausgeschlossen. Eine Ausnahme von dieser Regel bilden lediglich teilweise glaukonitische Algenschuttkalke aus dem Moos-Graben, die aber mit Feinsandkalken vergesellschaftet sind. Eine weitere Abart dieser detritischen Kalke, ebenfalls aus dem Moos-Graben, enthält umgelagerte pelagische Foraminiferen (S. 212). So konnten auch diese Vorkommen trotz oberflächlicher Ähnlichkeit mit den genannten Lithothamnienschuttkalken den Katzenloch-Schichten zugeschlagen werden.

Der Lithothamnienschutt der südhelvetischen Corallinaceenkalke stammt von den Untiefen der Intrahelvetischen Schwelle, also aus dem Norden. Ihre gröbere Ausbildung wird als Granitmarmor bezeichnet (S. 180). Im Übergangsbereich zu den Stockletten stellen sich Lithothamnienschuttmergel ein, welche reiche litorale Faunengemeinschaften enthalten (Hagn 1960, S. 23 usf.). Auch diese wurden häufig durch Strömungen in tiefere Meeresbereiche verfrachtet. Der südhelvetische Stocklettentrog enthält daher Einschwemmungen aus nördlichen und südlichen Randgebieten, die am Meeresboden miteinander vermischt werden konnten. Allerdings sind diese Überschneidungen nur selten zu erwarten, so daß sie mehr der Vollständigkeit halber erwähnt werden sollen.

Bemerkenswert ist noch die Lage der Fundorte der Katzenloch-Schichten. Alle bisher bekanntgewordenen Vorkommen liegen zwischen Inn und Salzach. Die Inntalfurche scheidet daher für paläogeographische Überlegungen aus. Es ist somit auch nicht möglich, die obereozänen Einschwemmungen von der heutigen Lokalität Oberaudorf selbst zu beziehen (S. 224). Als Liefergebiet kommen vielmehr nordöstlich vorgelagerte Randbereiche der Nördlichen Kalkalpen in Betracht. In diesem Zusammenhang wurde bereits früher (S. 201) von Äquivalenten der Oberaudorfer Schichten gesprochen.

Kommen wir zum Schluß unserer Betrachtung. Die Katzenloch-Schichten sind durch ihren kalkalpinen Schutt als echte Molasse ausgewiesen. Sieht man vom inneralpinen Tertiär ab, das meist ebenfalls als Molasse bezeichnet wird, so hat man es mit der ältesten Molasse überhaupt zu tun. Bisher stand dieser Rang den Deutenhausener Schichten zu. Das Priabon der Vorlandmolasse kann hier übergangen werden, da es noch keine alpinen Komponenten führt.

Die Katzenloch-Schichten stellen somit ein Verbindungsglied, das langgesuchte „missing link", zwischen Subalpiner Molasse und den Vorkommen von Oberaudorf und Häring dar. Sie liegen im Schoße des Helvetikums und zeigen eine flyschartige Entwicklung. Man kann sie daher mit Lemcke (1973) als Flyschmolasse bezeichnen, ein Ausdruck, der auf Trümpy (1962, S. 522) zurückgeht. Außerdem ist Fuchs

(1976) beizupflichten, der die „Geburt" der Molasse im Helvetikum vermutete (vgl. hierzu die Ausführungen auf S. 174). Damit ist auch die Behauptung D. Richter's (1974, S. 170) überholt, im Helvetikum gäbe es „nirgends" Molasse.

Vergleichbare Sedimente sind offenbar auch in der Ostschweiz aufgeschlossen. Nach Herb (1965, Abb. 1 auf S. 138) folgt auf die Globigerinenmergel im höheren Priabon ein südhelvetischer Flysch. Es handelt sich um kleinzyklisch gegliederte Sandstein-Mergel-Serien, welche mit den darunterliegenden Stadschiefern oft durch Übergänge verbunden sind (l. c., S. 136). Das Phänomen der Katzenloch-Schichten scheint daher nicht auf den Chiemgau beschränkt zu sein.

### 3. Schönecker Fischschiefer und Deutenhausener Schichten

Für die Beurteilung der paläogeographischen Stellung der Schönecker Fischschiefer ist zunächst ihre Zugehörigkeit zu einer bestimmten Fazieszone festzustellen. Wie bereits gezeigt wurde (S. 173), erfuhren diese Schichten eine recht unterschiedliche Beurteilung. Sie wurden von Hagn (1960) als überschobene Molasse aufgefaßt und von Freimoser (1972) mit der Buntmergelserie in Beziehung gebracht. De Klasz (in Ganss 1956) und Ganss (1977) hielten sie für nordhelvetische Sedimente. Zutreffend ist allein die Deutung von Reis (1896), nach der die Schönecker Fischschiefer der Eisenärzter Fazieszone angehören. Sie werden nämlich auf Blatt Teisendorf im Norden und im Süden von je einem Erzzug begleitet (Aufschlüsse im Oberlauf des Galon-Grabens und im Wollsberg-Graben).

Entscheidend ist ferner die Frage nach der Ablagerungstiefe. Auch sie wurde recht verschieden beurteilt. Die meisten Autoren nahmen eine Bildung im Flachwasser an (S. 173). Auch der Verfasser (Hagn 1960, S. 109) bemühte sich um diese Deutung. Schwierigkeiten bereitete insbesondere die Eintönigkeit der pelagischen Mikrofauna; man hat es offensichtlich mit einem Extrembiotop zu tun. Andererseits sprechen die vielen Globigerinen, Pteropodenpflaster und Fischreste eher für tiefes als für flaches Wasser; so kennt man auch aus heutigen Meeren Globigerinen-Pteropoden-Schlamm aus größeren Tiefen. Gegen das Flachwasser-Konzept wäre endlich auch die enge Verknüpfung der Schönecker Fischschiefer mit den pelagischen Stockletten ins Feld zu führen, von der früher schon die Rede war (S. 204).

Die Kenntnis der Katzenloch-Schichten hilft hier nun einen Schritt weiter. Es ist durchaus denkbar, daß diese Ablagerungen die Vorläufer der Schönecker Fischschiefer waren. Freilich drang der kalkalpine Schutt im Unteroligozän noch nicht so weit nach Norden vor. Trotzdem dürfen auch die Schönecker Fischschiefer als Flyschmolasse gelten. Sie sind in das allgemeine Geschehen der Trogwanderung eingebunden und können daher nicht mehr isoliert und aus dem Zusammenhang gerissen betrachtet werden. Sie entstanden wohl ebenfalls im Bereich des Trogtiefsten (vgl. hierzu Kollmann 1977, S. 42—43). Es ist daher durchaus legitim, in ihnen Übergangsschichten von Helvetikum in Molasse zu erblicken.

Äquivalente der Schönecker Fischschiefer wurden auch im Stollen des Zementwerkes Marienstein gefunden (Hagn 1960, Fußn. 115 a auf S. 188; Hagn, Hölzl & Hrubesch 1962, S. 430; Hagn 1967, S. 299—300). Cicha, Hagn & Martini (1971, S. 287, 290) stuften diese Ablagerungen mit Hilfe des Nannoplanktons in das höhere Latdorf (NP 22) ein. Da sie im Liegenden der Tonmergelschichten des Rupels auftreten, wurden sie als tiefstes Schichtglied der Faltenmolasse aufgefaßt.

Diese Zuordnung erscheint heute allerdings nicht mehr so sicher. Die enge Nachbarschaft der Schönecker Fischschiefer von Marienstein mit nordhelvetischen Sedimenten, insbesondere Stockletten (zitiert in D. RICHTER 1960, S. 1668), läßt sie viel eher als Ablagerungen der Adelholzener Fazieszone erscheinen. Leider verhindert die intensive Tektonik eine sichere Entscheidung. Sie vermitteln aber in jedem Fall zwischen Helvetikum und Molasse.

Es darf als sicher gelten, daß die Schönecker Fischschiefer zu faziell ähnlichen Sedimenten der Vorlandmolasse überleiten. Darüber hinaus bestehen Beziehungen zum Rupel des Traunprofils, wie eine Schlämmprobe zeigt, die Herr Dipl.-Geol. W. WERNER 30 m N der Otto-Kögl-Straße in einem Kanalgraben im Ortsbereich von Siegsdorf aufsammelte (Probe 3770). —

Ein weiteres, lange kontrovers gebliebenes Schichtglied stellen die Deutenhausener Schichten des westlichen Oberbayerns, des Allgäus und Vorarlbergs dar. Ihre klassischen Aufschlüsse liegen am Südrand der Murnauer Mulde im Ammerprofil NNW Altenau. Die vorliegenden Ausführungen stützen sich hauptsächlich auf die Arbeiten von FISCHER (1960, S. 42—45) und HOFMANN (1965, S. 335 usf.). Mit allgemeinen Aspekten der Deutenhausener Schichten beschäftigten sich in jüngster Zeit ferner MÜLLER (1970, S. 102) und LEMCKE (1973, S. 21).

Die Deutenhausener Schichten sind wohl zum größten Teil in das Latdorf einzustufen; im höheren Teil ist Rupel nicht mit Sicherheit auszuschließen. Ihre mehrere hundert Meter mächtige Schichtfolge aus Sandsteinen und Peliten zeigt einen flyschartigen Habitus; für sie ist daher ebenfalls der Ausdruck Flyschmolasse angebracht. Zumindest ihre älteren Anteile sind Ablagerungen aus größeren Meerestiefen; man kann sie daher mit Fug und Recht als Turbidite[8]) bezeichnen. Sie entstammen gleichfalls einem Trogtiefsten. MÜLLER (1970, S. 102) verlegte den Ablagerungsraum der Deutenhausener Schichten weit nach Süden, in das Gebiet des heutigen Eibsees. HOFMANN (1965, S. 345) kam indes zu folgendem Schluß: „Es ist deshalb am Südrand der Murnauer Mulde durchaus denkbar, daß diese liegenden Schichten normal an die helvetischen Sedimente anschließen". Alle diese Vorstellungen fordern einen Vergleich mit den Katzenloch-Schichten geradezu heraus.

Zu diesem Zweck wurden im Juni 1978 im Ammerprofil Neuaufsammlungen von Gesteinsproben durchgeführt. Die Durchsicht der zahlreichen Dünnschliffe ergab eine auffallende Übereinstimmung der karbonatischen Komponenten der Katzenloch-Schichten und der Deutenhausener Schichten. Letztere sind allerdings quarzreicher, auch treten in ihnen Malmgeröllchen (vor allem Radiolarite) häufiger auf. Diese Unterschiede besagen aber wenig; sie wurden durch lokale Unterschiede im Liefergebiet bedingt. Von Bedeutung ist hingegen die Feststellung von SCHIEMENZ (1960, S. 62, Tab. 11), daß Dolomite die Kalke bei weitem überwiegen; dieser Befund entspricht sehr gut den eigenen Beobachtungen.

In gröberen Sandsteinen aus den südlicheren Profilteilen wurden nicht selten Discocyclinen, kleine Nummuliten, Globigerinen und Corallinaceen-Grus beobachtet. Es handelt sich eindeutig um allochthone Faunen- und Florenelemente aus dem

---

[8]) Es ist das Verdienst KUENEN's (1959, S. 1019), die turbiditische Natur der Deutenhausener Schichten erkannt zu haben, obwohl er durch die Annahme eines brackischen Faziescharakters dieser Ablagerungen irritiert wurde (vgl. hierzu seine bahnbrechende Arbeit von 1951, S. 14 usf.). Nach heutiger Ansicht sind lediglich die jüngeren Anteile der Deutenhausener Schichten nicht vollmarin.

Eozän. Man wird noch prüfen müssen, ob diese Einschwemmungen synchron waren wie in den Katzenloch-Schichten. Das würde bedeuten, daß die Deutenhausener Schichten bereits im Priabon einsetzten. Auch hier ist von den Umlagerungsvorgängen noch mancher Aufschluß zu erwarten.

Katzenloch-Schichten, Schönecker Fischschiefer und Deuthausener Schichten sind daher genetisch eng miteinander verwandt. Sie entstammen ein und demselben Großtrog, dessen Achse sich seit dem Priabon stetig nach Norden verlagerte, bis sie den eigentlichen Molasseraum erreichte. Die Deutenhausener Schichten stellen dabei eine extrem schuttreiche Fazies des Westens dar, während die Schönecker Fischschiefer ihre im Osten anschließenden pelitisch ausgebildeten Äquivalente repräsentieren.

Abschließend sei noch kurz auf die Deutenhausener Schichten auf Blatt Dornbirn (Vorarlberg) eingegangen, die von Resch (1976, S. A 123—124) beschrieben wurden. Sie enthalten in ihrem tiefsten Teil eine Bank von Lithothamnienschuttkalk helvetischer Ausbildung, der Discocyclinen einschließt (eigene Beobachtung). Sein Alter ist daher eozän. Ihre Hangendschichten gehören dagegen bereits dem Oligozän an. In heutiger Sicht scheinen hier Übergangsschichten von Priabon zu Latdorf und damit gleichzeitig von Helvetikum in Molasse vorzuliegen. Diese Deutung fügt sich zwanglos dem oben entworfenen paläogeographischen Bild ein.

### 4. Beziehungen zur inneralpinen Molasse

Lemcke (1973, S. 23—24) betrachtete das kalkalpine Tertiär des Unterinntales sowie des Reichenhaller und Salzburger Raumes als Südflügel eines „einheitlichen Sedimenttroges", in dessen Tiefstem die Flyschmolasse abgelagert wurde. Er konzipierte den Molasseraum daher als Großmulde, deren randliche Teile küstennahe Ausbildung zeigen. In diesem Zusammenhang wurden immer wieder die Lokalitäten Oberaudorf (Obereozän) und Häring (Oligozän) genannt.

Diese Auffassung wird durch das Auftreten von kalkalpinen Komponenten in den Katzenloch-Schichten gestützt. Der südhelvetische Trog stand im Priabon und wohl auch noch im tieferen Oligozän zweifellos mit dem kalkalpinen Raum in Verbindung. Zu dieser Zeit muß auch das Ultrahelvetikum überflutet gewesen sein, da es sicherlich noch nicht vom Flysch überfahren war (S. 227). In diesen Bereich gehört die „inneralpine Molasse" der Bohrung Urmannsau 1 in Niederösterreich, die eng mit der Buntmergelserie verbunden ist (Brix & Götzinger 1964, S. 10; Kröll & Wessely 1967, S. 348—349; Brix, Kröll & Wessely 1977, S. 29). Ein Zeuge dieser Sedimentbedeckung könnte auch das Oligozänvorkommen im Leitenbach SE Teisendorf (Freimoser 1972, S. 27 usf.) sein, das aber leider bis jetzt nicht wieder aufgefunden werden konnte (S. 217). Da die Problematik aber nun einmal erkannt ist, besteht durchaus die Hoffnung, im bayerischen Alpenvorland noch weitere Funde zu machen. Wahrscheinlich sind in dieser Region auch gröberklastische Bildungen zu erwarten.

Das Vorkommen von Oberaudorf bedarf kaum einer weiteren Erläuterung. Die Einschaltung von nichtmarinen Ablagerungen in marine Seichtwassersedimente weist auf einen Zufluß von Süßwasser hin (Hagn 1960, S. 144 usf.; Völk in Hagn 1961, S. 163—165, Abb. 12). Die Küste lag im Süden. Auch die Gerölle der Oberaudorfer Schichten wurden aus südlicher Richtung zugeführt (Hagn 1976, S. 120). Aus dem Norden können sie nicht gekommen sein, da dort für ein trennen-

des und schuttspendendes Gebirge kein Raum zur Verfügung stand. Auch der Rumunische Rücken, einst zwischen Flysch und Kalkalpin gelegen, war im Priabon längst untergetaucht.

Die Oberaudorfer Schichten liegen heute auf der Lechtaldecke[9]). Weiter nach Süden ist das priabone Meer offenbar nicht vorgedrungen. Seine Sedimente sind durch die „*Fabianii*-Fazies" gekennzeichnet, die damit eine relativ nördliche Lage innerhalb der Kalkalpen anzeigt. Sie läßt sich weit nach Westen verfolgen. So fanden Hagn & Zeil (1954, S. 556) Gerölle mit *N. fabianii* in jungchattischen Konglomeraten der Faltenmolasse des Staffelseegebiets. Herr Dipl.-Geol. R. Ebel, München, überbrachte dem Verfasser unlängst ein entsprechendes Geröll aus Oberschwaben und zwar aus einer Kiesgrube E Rot a. d. Rot an der Straße nach Tannheim (Blatt-Nr. 7926 Erolzheim). Das Geröll (Schliff G 1744 a/78) „stammt mit großer Wahrscheinlichkeit aus dem östlichen Einzugsgebiet des Rheingletschers" (briefliche Mitteilung vom 28. 6. 1978). Alle diese Funde lassen auf eine flächenhafte Verbreitung des Obereozänmeeres schließen; die Vorstellung eines fjordartigen Eindringens muß endgültig aufgegeben werden.

Es wurde in einem früheren Abschnitt dieser Arbeit dargelegt, daß die *Fabianii*-Fazies mit Hilfe von Suspensionsströmen bis in das Südhelvetikum vorgedrungen ist (S. 197). Da zusammen mit *Nummulites* cf. *fabianii* (Prever) auch kalkalpiner Schutt verfrachtet wurde, könnten z. B. Gerölle aus der Basisbank der Katzenloch-Schichten mit *Fabianii*-Gesteinen von Oberaudorf verwechselt werden. Derartige Gerölle sind in der jüngeren Molasse und in den quartären Hüllschichten durchaus zu erwarten. Die Erfahrung lehrt somit erneut, daß die Lösung des einen Problems Schwierigkeiten anderer Art mit sich bringt.

Ergänzend sei noch bemerkt, daß der kalkalpine Raum im Paleozän, Unter- und Mitteleozän auch im Süden weiträumig überflutet war. Zeugen dieser Meeresbedeckung sind die zahlreichen Alttertiärgerölle in den Oberaudorfer Schichten (z. B. Hagn 1976, S. 120) und in den Angerberg-Schichten. An der Wende Mittel- zu Obereozän fand offenbar ein Umschwung in der Sedimentation statt, der durch die Transgression der Oberaudorfer Schichten abgeschlossen wurde. Auf diese Fragen wird in einer späteren Arbeit ausführlich eingegangen werden.

Im Laufe des Alttertiärs drang das Meer noch weiter nach Süden vor. Seine weiteren Etappen waren Reit im Winkl, Kössen und Häring. Schnabel (in Schnabel & Draxler 1976, S. 339) gelang mit Hilfe von Chromit „ein schwerwiegender Hinweis" auf eine ehemalige Verbindung der Oberaudorfer und Häringer Schichten. Auch im Oligozän bestand zweifellos eine weitreichende Meeresbedekkung; dafür spricht schon die immer wieder auftretende Fischschieferfazies. Spätestens im Chatt wurden allerdings Hebungen wirksam, welche die Idylle störten. Die Schotterfluren der Angerberg-Schichten legen hierfür ein beredtes Zeugnis ab.

So ist man durchaus berechtigt, während bestimmter Zeiten von einer „Molassehülle" zu sprechen, die auf dem Alpenkörper gelegen hat (vgl. hierzu Traub 1948, S. 167). Sie war sicherlich nicht allzu dick und erscheint am Südrand doch wohl sehr stark zerlappt. Es ist heute schwer zu beurteilen, wieviel an Sedimenten nachträglich wieder abgetragen wurde. Es ist aber anzunehmen, daß die Ausdeh-

---

[9]) Nach Geländeuntersuchungen von Dr. E. Ott und mikropaläontologischen Bearbeitungen des Verfassers greift das marine Priabon im Raum zwischen Inn und Durchholzen (St. Nikolaus bei Ebbs, S Fuchsanger am Nordfuß des Zahmen Kaisers) auf den Nordrand des Tirolikums über. Die anderslautenden Angaben von Lindenberg (1966, S. 86) und Tollmann (1976, S. 453) sind daher zu revidieren.

nung des Oligozänmeeres geringflächiger war als das durch das Priabon eingenommene Areal.

## 5. Die Rolle der Flyschzone im Alttertiär

In diesem Kapitel gilt es, die passive bzw. aktive Rolle des Flysches im Alttertiär aufzuzeigen. Es stellt sich die Frage, wann die Flyschzone von den Kalkalpen tektonisch überwältigt wurde und in welcher Zeit der Flysch als Decke über sein nördliches Vorland glitt.

Bevor diese Frage näher untersucht wird, seien noch einige Bemerkungen über die faziellen Beziehungen der Katzenloch-Schichten zum Flysch vorausgeschickt.

Die Flyschähnlichkeit der Katzenloch-Schichten in sedimentologischer Hinsicht wurde bereits begründet (S. 219). Im Obereozän und Unteroligozän griff die Flyschfazies weit nach Norden aus. Man kennt sie z. B. aus dem Nordhelvetikum von Neubeuern am Inn (Hagn 1973, S. 173, 178). Die Flyschaffinität der Deutenhausener Schichten ist mittlerweilen fast schon sprichwörtlich geworden. Man hat es hier mit dem Phänomen der Fazieswanderung zu tun, das mit dem orogenetischen Geschehen im alpinen Rückland zusammenhängt.

Auch im Aufbau der Gesteine ergeben sich zwischen den Katzenloch-Schichten und Flyschablagerungen Parallelen. Zum Vergleich sei hier die Hällritzer Serie (hohe Flysch-Oberkreide) herangezogen, die als Schutt im Mühl-Graben und im Grenz-Graben in allen Variationen studiert werden kann. So läßt sich die Basisbank der Katzenloch-Schichten gut mit Feinbrekzien der genannten Flyschschichten vergleichen. Die Feinsandkalke der Hällritzer Serie erinnern selbst noch unter der Lupe außerordentlich stark an ebensolche Gesteine der Katzenloch-Schichten. Vom Gefüge her sind demnach weitgehende Übereinstimmungen vorhanden.

Diese Harmonie wird unter dem Mikroskop indes rasch zerstört. Der Flysch, wie übrigens auch die Wildflyschfazies des Südultrahelvetikums, ist außerordentlich reich an Kristallin. Man hat den Schutt des Cetischen Rückens vor sich. Neben Quarz beobachtet man sehr viel Feldspat, Glimmer und Brocken verschiedenartiger kristalliner Gesteine. Die Katzenloch-Schichten führen hingegen nur sehr wenig Quarz. Andere kristalline Komponenten sind ihnen fremd. Im Flysch und im Ultrahelvetikum kommen Komponenten aus dem Malm häufig vor; neben der pelagischen Ausbildung mit Radiolarien und Calpionellen trifft man auch eine litorale Fazies an. In den Katzenloch-Schichten tritt Jura hingegen außerordentlich stark zurück; küstennaher Malm fehlt völlig. Karbonate sind im Flysch ohnehin seltener; Dolomite erlangen bei weitem nicht die Bedeutung wie in den Katzenloch-Schichten. Für nähere Informationen sei im übrigen auf Schmeer (in Ganss 1967, S. 263 bis 264) und Freimoser (1972, z. B. Tab. 2 auf S. 62) verwiesen.

Somit ist festzuhalten, daß im Priabon die Schuttquelle, welche den Flysch und das Südultrahelvetikum speiste, bereits versiegt war. Die Katzenloch-Schichten führen eine neue Art von Schutt, der weiter aus dem Süden stammt. Da Wildflyschbrekzien und -sandsteine noch im Unter- und Mitteleozän gebildet wurden (S. 216), fällt der Umschwung in der Materialzufuhr etwa an die Wende Mittel- zu Obereozän.

Auch aus der Flyschzone selbst wurde kein Material umgelagert. Spiculite der Flyschoberkreide fehlen völlig. Die Flyschzone tritt im Obereozän überhaupt nicht in Erscheinung, sei es, weil sie sedimentär verhüllt oder bereits tektonisch unterdrückt

w a r. Ihr Schutt macht sich im östlichen Oberbayern erst sehr viel später, nämlich im Untermiozän, bemerkbar. Er wurde ab der Oberen Meeresmolasse im Vorland angehäuft, worauf Boden in verschiedenen Arbeiten hinwies (vgl. hierzu Hagn 1976, S. 128).

Man könnte daher über die Katzenloch-Schichten folgendes geologische Märchen erzählen: Es war einmal eine Mutter, die Helvetia hieß. Sie gebar ein Kind namens Molassa. Ihm vererbte der Vater, Flysch geheißen, alle seine Eigenschaften. Er war aber bei der Geburt seines Sprößlings nicht zugegen.

Wenden wir uns nun der Frage zu, wann die Flyschzone von den Kalkalpen überfahren wurde. Darüber gibt es in der Literatur verschiedene Meinungen. Es sei darauf verzichtet, hier die einschlägigen Textstellen anzuführen. Viele Äußerungen zu diesem Thema tragen ohnehin nur einen spekulativen oder weltanschaulichen Charakter.

Es ist zunächst davon auszugehen, daß die Sedimentation in der Flyschzone im östlichen Oberbayern mindestens bis in das Paleozän andauerte (Hagn 1976, S. 129). Vor Untereozän kann die tektonische Verhüllung also nicht erfolgt sein. Andererseits müßte die Überwältigung im Obereozän abgeschlossen gewesen sein. Es wäre also in erster Linie an Mitteleozän zu denken. Vielleicht kommt hierfür sogar die Illyrische Phase an der Wende Mittel-/Obereozän in Frage (vgl. hierzu Fuchs 1976, Tab. 1 auf S. 222). Für eine Überfahrung spricht das Auftreten kalkalpiner Komponenten im Südhelvetikum; der Transportweg wäre in diesem Fall kurz gewesen. Im Falle einer sedimentären Verhüllung hätte der kalkalpine Schutt den Flyschtrog überqueren müssen. Da die Katzenloch-Schichten keine direkte Antwort auf diese Frage geben, sei sie wenigstens vorerst zurückgestellt.

Die zweite Frage betrifft die Überschiebung von Helvetikum und Ultrahelvetikum durch den Flysch selbst. Auch sie wurde recht unterschiedlich datiert. Zunächst wiederum einige nüchterne Daten. Die Sedimentation dauerte im Südultrahelvetikum bis zum Mitteleozän an (S. 216). Im Südhelveticum endete die Sedimentbildung frühestens im höheren Unteroligozän, wie die Schönecker Fischschiefer beweisen. Ihre Stillwasserfazies macht Deckenschübe zu dieser Zeit wenig wahrscheinlich. So wiesen bereits de Klasz (in Ganss 1956, S. 69) und Ganss (1977, S. 60) darauf hin, daß die Überschiebung des Vorlands durch den Flysch frühestens nach Ablagerung der Oligozänmergel erfolgt sein könne. Sehr wahrscheinlich setzten die entscheidenden Bewegungen erst im höheren Oligozän ein, in einer Zeit, in der allgemein viel Schutt gefördert wurde (Angerbergschichten, Bausteinschichten).

Somit liefert das Untersuchungsgebiet neben stratigraphischen und paläogeographischen Daten wertvolle Hinweise für die zeitliche Einengung tektonischer Vorgänge. Sie wurden fast ausschließlich mit Hilfe von Mikrofossilien gewonnen.

## Schriftenverzeichnis


Boden, K. (1922): Geologische Beobachtungen am Nordrande des Tegernseer Flysches. — Geogn. Jh., **33**, 1920: 1—22, 1 Kartenskizze; München.

Boden, K. (1930): Geologisches Wanderbuch für die Bayerischen Alpen. — 1—458, 59 Abb.; Stuttgart (Ferdinand Enke).

Bögel, H. & Schmidt, K. (1976): Kleine Geologie der Ostalpen. — 1—231, Taf. 1—8, Falttaf. 1—2, 101 Abb., 9 Tab.; Thun (Ott-Verlag).

Böhm, J. (1891): Die Kreidebildungen des Fürbergs und Sulzbergs bei Siegsdorf in Oberbayern. — Palaeontographica, **38**: 1—106, Taf. 1—5, Prof. A—F, 3 Abb.; Stuttgart.

Breitschmid, A. (1978): Sedimentologische Untersuchungen in der eocaenen Hohgant-Serie im Helvetikum nördlich von Interlaken. — Eclogae geol. Helv., **71**: 143—157, 4 Abb.; Basel.

Brix, F. & Götzinger, K. (1964): Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957—1963. Teil I. Zur Geologie der Beckenfüllung, des Rahmens und des Untergrundes. — Erdoel-Z., **80**: 3—22, 7 Abb., 4 Tab.; Wien-Hamburg.

Brix, F., Kröll, A. & Wessely, G. (1977): Die Molassezone und deren Untergrund in Niederösterreich. — Erdoel-Erdgas-Z., **93**, Sonderausgabe: 12—35, Abb. 1—5, 7—8; Wien — Hamburg.

Butt, A. & Herm, D. (1978): Paleo-oceanographic Aspects of the Upper Cretaceous Geosynclinal Sediments of the Eastern Alps. — In: Alps, Apennines, Hellenides, Inter-Union Comm. on Geodynam., Sci. Rep. **38**: 87—95, 2 Abb., Stuttgart (Schweizerbart).

Cicha, I., Hagn, H. & Martini, E. (1971): Das Oligozän und Miozän der Alpen und der Karpaten. Ein Vergleich mit Hilfe planktonischer Organismen. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **11**: 279—293, 1 Tab.; München.

Dacqué, E. (1912): Geologische Aufnahme des Gebietes um den Schliersee und Spitzingsee in den oberbayerischen Alpen. Mit einem Beitrag von Dr. H. Imkeller. — Mitt. Geogr. Ges. München, **7**: 211—279, Taf. 8 (geol. Karte 1 : 25 000), Taf. 9 (Profiltaf. 1 : 25 000), 1 Abb., 3 Tab.; München.

Datta, S. (1973): Geologisch-mikropaläontologische Untersuchungen des Helvetikums W von Bad Tölz. — Unveröff. Diplomarbeit: 1—129, I—XV, 1 geol. Karte 1 : 5000, 2 Profiltaf., 30 Abb.; Inst. f. Paläont. u. hist. Geol. Univ., München.

Dieci, G., Parea, G. C., Russo, A. & Tomadin, L. (1971): Sedimentological and micropaleontological differences between turbiditic and non-turbiditic layers in deposits of the Lower Miocene near Vetto d'Enza (Northern Apennines). — Bull. Centre Rech. Pau — SNPA, **5** suppl.: 409—432, 8 Abb.; Pau.

Eggert, P. (1977): Sedimentpetrographisch-stratigraphische Untersuchungen in den Unterkreide-Serien und im Bolgenkonglomerat (Oberkreide) der Feuerstätter Decke im Allgäu und Vorarlberg. — Berliner geowiss. Abh., A, **2**: 1—167, Taf. 1—18, 38 Abb.; Berlin.

Emmrich, A. (1851): Geognostische Beobachtungen aus den östlichen bairischen und den angränzenden österreichischen Alpen. — Jb. k. k. Geol. R.-A., **2**: 1—22, 6 Abb.; Wien.

Faupl, P. (1978): Faziestypen der paläogenen Buntmergelserie der östlichen Ostalpen. — Mitt. Österr. Geol. Ges., **68**, 1975: 13—38, 10 Abb., 5 Tab.; Wien.

Faupl, P. & Sauer, R. (1978): Zur Genese roter Pelite in Turbiditen der Flyschgosau in den Ostalpen (Oberkreide-Alttertiär). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh.: 65—86, 6 Abb., 4 Tab.; Stuttgart.

Fischer, W. (1960): Stratigraphische und tektonische Beobachtungen im Gebiet der Murnauer Mulde und Steineberg Mulde (Oberbayern, Allgäu und Vorarlberg). — Bull. Ver. Schweizer. Petrol.-Geol. u. -Ing., **27**: 39—57, 6 Abb.; Riehen/Basel.

Flurl, M. (1792): Beschreibung der Gebirge von Baiern und der oberen Pfalz. — 30 nichtnum. S., 1—642, Taf. 1—4, 1 petrogr. Karte; München (J. Lentner).

Flurl, M. (1806): Historisch-geologische Beschreibung des Eisensteinbergbaues am sogenannten Kressenberge im Landgerichte Traunstein. — Physik. Abh. kön.-baier. Akad. Wiss., **2**, 1802—1805: 73—110; München.

Freimoser, M. (1970): Ultrahelvetikum. Helvetikum. — In: Doben, K.: Erläuterungen zum Blatt-Nr. 8241 Ruhpolding, Geol. Karte von Bayern 1 : 25 000 (mit Beiträgen zahlreicher Autoren): 98—108; München (Bayer. Geol. Landesamt).

Freimoser, M. (1972): Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der Südostbayerischen Flyschzone und des Ultrahelvetikums zwischen Bergen/Obb. und Salzburg. — Geologica Bavarica, **66**: 7—91, 8 Abb., 2 Tab., 6 Beilagen; München.

Freimoser, M. (1973): Ultrahelvetikum-Zone. — In: Doben, K.: Erläuterungen zum Blatt Nr. 8242 Inzell, Geol. Karte von Bayern 1 : 25 000 (mit Beiträgen zahlreicher Autoren): 56—59; München (Bayer. Geol. Landesamt).

Fuchs, W. (1976): Gedanken zur Tektogenese der nördlichen Molasse zwischen Rhone und March. — Jahrb. Geol. B.-A., **119**: 207—249, Taf. 1—3, 1 Tab.; Wien.

Füchtbauer, H. (1964): Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen. — Eclogae geol. Helv., **57**: 157—298, 29 Abb., 12 Tab.; Basel.

Ganss, O. (1956): Geologie des Blattes Bergen. Mit einem Beitrag von I. de Klasz (Helvetische Zone), K. Götzinger (Bohrung Bergen 1) und F. Vogel (Bodenkundlicher Beitrag). — Geologica Bavarica, **26**: 1—164, 1 Karte und 1 Profiltaf. 1 : 25 000, 7 Abb., 5 Beilagen; München.

Ganss, O. (1977): Erläuterungen zum Blatt Nr. 8140 Prien a. Chiemsee und zum Blatt Nr. 8141 Traunstein, Geol. Karte von Bayern 1 : 25 000 (mit Beiträgen zahlreicher Autoren). — 1—344, 58 Abb., 8 Tab., 4 Beilagen; München (Bayer. Geol. Landesamt).

Ganss, O. & Knipscheer, H. C. G. (1956): Die Maastricht-Eozän-Folge des Helvetikums im Sprunggraben bei Oberteisendorf (Obb.) und ihre Gliederung mit Hilfe pelagischer Foraminiferen. — Geol. Jb., **71**: 617—630, 2 Abb., 1 Tab.; Hannover.

Gohrbandt, K. (1963): Zur Gliederung des Paläogen im Helvetikum nördlich Salzburg nach planktonischen Foraminiferen. 1. Teil: Paleozän und tiefstes Untereozän. Mit Beiträgen von Adolf Papp (Großforaminiferen) und Herbert Stradner (Nannofloren). — Mitt. Geol. Ges. Wien, **56**: 1—116, Taf. 1—11, 7 Abb., 1 Tab.; Wien.

Gohrbandt, K., Kollmann, K., Küpper, H., Papp, A., Prey, S., Wieseneder, H. & Woletz, G. (1960): Beobachtungen im Flysch von Triest (Wiener Beiträge zum Flyschproblem, Nr. 1). — Verh. Geol. B.-A.: 162—196, Taf. 5—7, 3 Abb., 2 Tab.; Wien.

Gümbel, C. W. (1861): Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. — I—XX, 1—950, 5 geol. Karten, 1 Bl. Gebirgsansichten, 42 Profiltaf., 25 Abb.; Gotha (Justus Perthes).

Gümbel, C. W. (1868): Beiträge zur Foraminiferenfauna der nordalpinen, älteren Eocängebilde oder der Kressenberger Nummulitenschichten. — Abh. k. bayer. Akad. Wiss., II. Cl., **10**, II. Abth.: 579—730, Taf. 1—4; München.

Hagn, H. (1950): Über Umlagerungsvorgänge in der subalpinen Molasse Oberbayerns und ihre Bedeutung für die alpine Tektonik. — Geologica Bavarica, **5**: 1—45, Taf. 1—5; München.

Hagn, H. (1955 a): Zur Altersfrage der Nierentaler Schichten im Becken von Gosau. — Neues Jb. Geol. Paläontol., Mh.: 16—30; Stuttgart.

Hagn, H. (1955 b): Fazies und Mikrofauna der Gesteine der Bayerischen Alpen. — Internation. Sedim. Petr. Ser., **1**: I—XI, 1—174, Taf. 1—71, 2 Abb., 8 Tab.; Leiden (E. J. Brill).

Hagn, H. (1956): Geologische und paläontologische Untersuchungen im Tertiär des Monte Brione und seiner Umgebung (Gardasee, Ober-Italien). — Palaeontographica, A, **107**: 67—210, Taf. 7—18, 8 Abb.; Stuttgart.

Hagn, H. (1957): Die stratigraphischen und paläogeographischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvet im östlichen Oberbayern. — Erdöl und Kohle, **10**: 694; Hamburg.

Hagn, H. (1960): Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. — Geologica Bavarica, **44**: 1—208, Taf. 1—12, 10 Abb., 1 Tab.; München.

Hagn, H. (1961): Klassische und neue Aufschlüsse mit Faunen der Oberkreide und des Tertiärs in den östlichen Bayerischen Alpen und angrenzenden Gebieten (unter Mitwirkung von D. Herm, O. Hölzl, H. Lühr, F. Traub und H. Völk. Zeichnungen: D. Herm). — Paläont. Z., **35**: 146—170, 14 Abb.; Stuttgart.

Hagn, H. (1967): Das Alttertiär der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **7**: 245—320, 3 Abb., 1 Tab.; München.

Hagn, H. (1973): Helvetikum-Zone. Das Helvetikum von Neubeuern am Inn (mit Beiträgen von Erlend Martini und Wolf Ohmert). — In: Wolff, H.: Erläuterungen zum Blatt Nr. 8238 Neubeuern, Geol. Karte von Bayern 1 : 25 000 (mit Beiträgen zahlreicher Autoren): 151—208, Taf. 11—20, Abb. 18—19; München (Bayer. Geol. Landesamt).

Hagn, H. (1976): Neue Beobachtungen an Geröllen aus den Bayerischen Alpen und ihrem Vorland (Oberkreide, Alt- und Jungtertiär). — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **16**: 113—133, Taf. 11—13, 2 Abb.; München.

Hagn, H. & Hölzl, O. (1952): Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse des östlichen Oberbayerns zwischen Prien und Sur mit Berücksichtigung des im Süden anschließenden Helvetikums. — Geologica Bavarica, **10**: 1—208, Taf. 1—8, 7 Abb.; München.

Hagn, H., Hölzl, O. & Hrubesch, K. (1962): Zur Gliederung des Oligozäns im östlichen Oberbayern und in Nordtirol. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh.: 423—447, 1 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

Hagn, H. & Wellnhofer, P. (1967): Ein erratisches Vorkommen von kalkalpinem Obereozän in Pfaffing bei Wasserburg. Mit einem Beitrag von Alfred Selmeier. — Geologica Bavarica, **57**: 205—288, Taf. 1—12, 5 Abb.; München.

Hagn, H. & Wellnhofer, P. (1973): Der Kressenberg — eine berühmte Fossillagerstätte des bayerischen Alpenvorlandes. — Jb. Ver. Schutze Alpenpflanzen und -Tiere, **38**: 1—35, Taf. 1—4, 8 Abb.; München (Vorabdruck 1972).

Hagn, H. & Zeil, W. (1954): Der Geröllbestand der jungkattischen Konglomerate im Staffelsee bei Murnau (Oberbayern) und seine Bedeutung für die Paläogeographie der subalpinen Molasse. — Geol. Jb., **69**: 537—598, Taf. 40—44, 1 Abb.; Hannover.

Hahn, F. F. (1913): Einige Beobachtungen in der Flyschzone Südbayerns. — Z. deutsch. geol. Ges., **64**, 1912, Monatsber.: 528—536, 3 Abb.; Berlin.

Heermann, O. (1954): Erdölgeologische Grundlagen der Aufschlußarbeiten im ostbayerischen Molassebecken. — Bull. Ver. Schweizer. Petrol.-Geol. u. -Ing., **21**: 5—22, 5 Abb.; Riehen/Basel.

Herb, R. (1965): Das Tertiär der helvetischen Decken der Ostschweiz (mit Beitrag von L. Hottinger). — In: Neuere Daten zur mikropaläontologischen Forschung in der Schweiz, Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing., **31**: 135—151, 6 Abb., 1 Tab.; Riehen/Basel.

Hesse, R. (1972): Lithostratigraphie, Petrographie und Entstehungsbedingungen des bayerischen Flysches: Unterkreide. — Geologica Bavarica, **66**: 148—222, Taf. 1—3, 10 Abb., 7 Tab., 4 Beilagen; München.

Höpfner, B. (1970): Stratigraphie und Faziesverteilung der südhelvetischen Kreide-Tertiär-Grenzschichten des mittleren Allgäus und ein Vergleich nach Osten und Westen. — 1—128, I—X, 16 Abb. (darunter 1 geol. Karte 1 : 10 000 mit Lageskizze und Prof.); Photodruck Diss. Univ., München.

Hofmann, R. (1965): Bionomische Untersuchungen in der tiefsten Molasse der Murnauer Mulde. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh.: 334—346, 1 Tab., Stuttgart.

Kenawy, A. (1966): Die Großforaminiferen des bayerischen Ultrahelvetikums. — Geologica Bavarica, **56**: 103—176, Taf. 1—19, 8 Abb.; München.

Klasz, I. de (1953 a): Einige neue oder wenig bekannte Foraminiferen aus der helvetischen Oberkreide der bayerischen Alpen südlich Traunstein (Oberbayern). — Geologica Bavarica, **17**: 223—244, Taf. 4—7; München.

Klasz, I. de (1953 b): On the Foraminiferal Genus *Gublerina* Kikoine. — Geologica Bavarica, **17**: 245—251, Taf. 8, 1 Tab.; München.

Klasz, I. de (1953 c): *Quadratobuliminella* n. gen., eine neue Foraminiferengattung von der Wende Kreide — Tertiär. — Neues Jb. Geol. Paläontol., Mh.: 434—436, 2 Abb.; Stuttgart.

Klasz, I. de (1956): Zur Kenntnis der ostalpinen Oberkreidestratigraphie. — Neues Jb. Geol. Paläontol., Mh.: 410—419; Stuttgart.

Klasz, I. de & Knipscheer, H. C. G. (1954): Die Foraminiferenart *Reussella szajnochae* (Grzybowski): ihre systematische Stellung und regionalstratigraphische Verbreitung. — Geol. Jb., **69**: 599—610, Taf. 45, 1 Tab.; Hannover.

Knipscheer, H. C. G. (1957): Das Alter der Hachauer Schichten bei Hachau (Oberbayern). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1956: 420—424; Stuttgart.

Kollmann, K. (1977): Die Öl- und Gasexploration der Molassezone Oberösterreichs und Salzburgs aus regional-geologischer Sicht. — Erdoel-Erdgas-Z., **93**, Sonderausgabe: 36—49, 19 Abb.; Wien — Hamburg.

Kraus, E. (1941): Flysch-ähnliche Oberkreide auf den Kalkalpen. — Z. deutsch. geol. Ges., **93**: 299—308, 7 Abb.; Berlin.

Kraus, L. (1968): Tertiär. a. Eozän. — In: Köwing, K., Kraus, L. & Rückert, G.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 7837 Markt Schwaben (mit einem geophysikalischen Beitrag von Kurt Bader und einem hydrogeologischen Beitrag von Erwin Schirm): 41—49, Abb. 3, Tab. 3—4; München (Bayer. Geol. Landesamt).

Kröll, A. & Wessely, G. (1967): Neue Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmannsau I. — Erdoel-Erdgas-Z., **83**: 342 bis 353, geol. Übersicht und Profil, 3 Abb., 2 Tab.; Wien — Hamburg.

Kuenen, Ph. H. (1951): Properties of turbidity currents of high density. — In: Turbidity currents and the transportation of coarse sediments to deep water. — Soc. Econom. Paleont. Mineral., Spec. Publ. **2**: 14—33, 9 Abb., 5 Tab.; Tulsa, Oklah.

Kuenen, Ph. H. (1959): Turbidity currents a major factor in flysch deposition. — Eclogae geol. Helv., **51**, 1958: 1009—1021, 2 Abb.; Basel.

Lemcke, K. (1973): Zur nachpermischen Geschichte des nördlichen Alpenvorlandes. — Geologica Bavarica, **69**: 5—48, 11 Abb., 2 Beilagen; München.

Lemcke, K. (1977): Erdölgeologisch wichtige Vorgänge in der Geschichte des süddeutschen Alpenvorlandes. — Erdoel-Erdgas-Z., **93**, Sonderausgabe: 50—56, 10 Abb.; Wien — Hamburg.

Lindenberg, H. G. (1966): Die Bolivinen (Foram.) der Häringer Schichten. Mikropaläontologische Untersuchungen im Alttertiär des Unterinntal-Gebietes. — Boll. Soc. Paleont. Ital., **4**, 1965: 64—160, 32 Abb., 5 Detailkarten, 4 Anlagen; Modena.

Loeblich, A. R., Jr. & Tappan, H. (1964): Part C. Protista 2. Sarcodina. Chiefly „Thecamoebians" and Foraminiferida. — In: Treatise on Invertebrate Paleontology, 2 Bände: I—XXXI, C 1—900, 653 Abb.; Lawrence (The University of Kansas Press).

Lühr, H. (1962): Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Alttertiär von Häring/Tirol. — 4 nichtnum. S., 1—174, Taf. 1—9, 16 Abb., 3 Tab.; Photodruck Diss. Univ., München.

Martini, E. (1970): Standard Palaeogene Calcareous Nannoplankton Zonation. — Nature, **226**: 560—561, 1 Abb.; London.

Martini, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation. — Proc. II Planktonic Confer., Roma 1970: 739—785, Taf. 1—4, 6 Tab.; Rom.

Martini, E. & Müller, C. (1971): Das marine Alttertiär in Deutschland und seine Einordnung in die Standard Nannoplankton Zonen. — Erdöl und Kohle. Erdgas. Petrochemie vereinigt mit Brennstoff-Chemie, **24**: 381—384, Taf. 1; Hamburg.

Meischner, K.-D. (1964): Allodapische Kalke, Turbidite in Riff-nahen Sedimentations-Bekken. — In: Bouma, A. H. & Brouwer, A.: Turbidites. — Developments in Sedimentology, **3**: 156—191, Taf. 1—3, 5 Abb.; Amsterdam (Elsevier).

Müller, M. (1970): Das Ergebnis der Bohrung Staffelsee 1 als Grundlage für neue Vorstellungen über Bau und Untergrund der gefalteten Molasse. — Geologica Bavarica, **63**: 86—106, 3 Abb., 1 Tab., 1 Beil.; München.

Nowak, J. (1911): Über den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut. — Anz. Akad. Wiss. Krakau, mathem.-naturwiss. Kl., A: 57—112, Taf. 1—3, 11 Abb., 1 Tab.; Krakau.

Oberhauser, R. (1968): Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. — Jb. Geol. B. A., **111**: 115—145, Taf. 1—2, 2 Abb.; Wien.

Oberhauser, R. (1973): Stratigraphisch-Paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit. — Geol. Rundschau, **62**: 96—106, 3 Abb.; Stuttgart.

Oschmann, F. (1957): Stratigraphie, Paläogeographie und Fazies in der ostbayerischen Molasse und deren oberkretazischem Untergrund. — Erdöl und Kohle, **10**: 692—693; Hamburg.

Oschmann, F. (1963): Introduction into the Regional Geology of the South German Molasse Basin. — In: 6th World Petroleum Congress Frankfurt a. M. 1963, Excursion Guide Book III, Folded Molasse, Helveticum, and Flysch; Oil and Gas Fields of the Unfolded East-Bavarian Molasse: 5—17, Abb. 7—16; Hannover.

Paulus, B. (1964): Schichtenfolge (Stratigraphie). I. Der tiefere Untergrund unter besonderer Berücksichtigung des von den Bohrungen Landsham 1 und Pliening 101—105 erschlossenen Tertiärs (unter paläontologischer Mitarbeit von Max Brockert und Winfried Hinsch mit einem sedimentpetrographischen Beitrag von W. Zimmerle). — In: Brunnacker, K., Paulus, B., Brockert, M., Hinsch, W. & Vidal, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 7736 Ismaning: 9—53, S. 93—96, 5 Abb., 7 Tab., 2 Beilagen; München (Bayer. Geol. Landesamt).

Pflaumann, U. (1967): Zur Ökologie des bayerischen Flysches auf Grund der Mikrofossilführung. — Geol. Rundschau, **56**: 200—227, Texttaf. 1—2, 5 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

Pflaumann, U. (1968): Ultrahelvetikum. — In: Pflaumann, U. & Stephan, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 8237 Miesbach (mit Beiträgen zahlreicher Autoren): 142—182, Abb. 16—19; München (Bayer. Geol. Landesamt).

Philippi, E. (1898): Referat über O. M. Reis: Erläuterungen zu der geologischen Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf etc. 1895. — N. Jb. Mineral., Geol. u. Palaeont., II: 453—460; Stuttgart.

Prey, S. (1952): Aufnahmen in der Flyschzone auf den Blättern Gmunden-Schafberg (4851) und Kirchdorf/Krems (4852) (Gschliefgraben), sowie auf den Blättern Ybbs (4754) und Gaming-Mariazell (4854) (Rogatsboden) (Bericht 1951). — Verh. Geol. Bundesanst.: 41—45; Wien.

Prey, S. (1962): Flysch und Helvetikum in Salzburg und Oberösterreich. — Z. deutsch. geol. Ges., **113**, 1961: 282—292, 3 Abb., 2 Tab.; Hannover.

Prey, S. (1975): Bemerkung zur Paläogeographie des Eozäns im Helvetikum — Ultrahelvetikum in Ostbayern, Salzburg und Oberösterreich. — Sber. Österr. Akad. Wiss., Mathem.-naturw. Kl., Abt. I, **184**: 1—7, 1 Abb.; Wien.

Proto Decima, F., Roth, P. H. & Todesco, L. (1975): Nannoplancton Calcareo del Paleocene e dell'Eocene della Sezione di Possagno. — In: Monografia Micropaleontologica sul Paleocene e l'Eocene di Possagno, Provincia di Treviso, Italia, Schweiz. Paläont. Abh., **97**: 35—55, Taf. 1—6, 3 Abb.; Basel.

Reis, O. (1895): Geologische Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf südlich von Traunstein. — Geogn. Jh., **7**, 1894; Cassel.

Reis, O. M. (1896): Erläuterungen zu der geologischen Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf. I. Stratigraphischer Theil. — Geogn. Jh., **8**, 1895: 1—155, 7 Abb.; Cassel.

Reis, O. M. (1897): Die Fauna der Hachauer Schichten. I. Gastropoden. — Geogn. Jh., **9**, 1896: 67—104, Taf. 9—13, 1 Abb.; Cassel.

Reis, O. M. (1898 a): Zur Geologie der Eisenoolithe führenden Eocänschichten am Kressenberg in Bayern. — Geogn. Jh., **10**, 1897: 24—49, Profiltaf. 1—2; München.

Reis, O. M. (1898 b): Die Fauna der Hachauer Schichten. I a. Nachtrag zu I. Gastropoden (Geogn. Jahreshefte 1896) mit Cephalopoden, Brachiopoden etc. II. Lamellibranchiaten. — Geogn. Jh., **10**, 1897: 81—130, Taf. 1—8; München.

Reis, O. M. (1922): Nachträge zur Geologischen Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf. II. Teil. — Geogn. Jh., **34**, 1921: 223—244, 1 Taf., 3 Abb.; München.

Resch, W. (1976): Bericht 1975 über geologische Aufnahmen im Grenzbereich Molasse-Helvetikum bei Dornbirn auf Blatt 111, Dornbirn. — Verh. Geol. B.—A.: A 122 bis 126; Wien.

Richter, D. (1960): Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft. — Glückauf, **96**: 1668—1670; Essen.

Richter, D. (1974): Grundriß der Geologie der Alpen. — I—IX, 1—213, Taf. 1—2, 101 Abb., 6 Tab.; Berlin — New York (Walter de Gruyter).

Richter, M. (1937): Die deutschen Alpen und ihre Entstehung. — Deutscher Boden: Band **5**: 1—179, 56 Abb., 6 Tab.; Berlin (Gebr. Borntraeger).

Richter, M. & Müller-Deile, G. (1940): Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen (Obb.) und der Enns (Oberdonau). — Z. deutsch. geol. Ges., **92**: 416—430, Taf. 16; Berlin.

Roveda, V. (1959): *Nummulites retiatus* nouvelle espèce de Nummulite réticulée des Abruzzes (Italie). — Rev. Micropaléont., **1**: 201—207, Taf. 1; Paris.

Roveda, V. (1970): Revision of the *Nummulites* (Foraminiferida) of the *N. fabianii-fichteli* Group. — Riv. Ital. Paleont., **76**: 235—324, Taf. 22—25, 142 Abb.; Mailand.

Schiemenz, S. (1960): Fazies und Paläogeographie der Subalpinen Molasse zwischen Bodensee und Isar. — Beih. Geol. Jb., **38**: 1—119, Taf. 1—6, 23 Abb., 17 Tab.; Hannover.

Schlosser, M. (1925): Die Eocaenfaunen der bayerischen Alpen. I. Teil: Die Faunen des Unter- und Mitteleocaen. II. Teil: Die Obereocaenfauna. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Abt., **30**, 7. Abh.: 1—207, 1—68, Taf. 1—8, 4 Tab.; München.

Schmeer, D. (1967): Das Fremdmaterial in der Molasse, im Helvetikum, Flysch und Cenoman des Kalkalpins. — In: Ganss, O.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 8240 Marquartstein (mit Beiträgen zahlreicher Autoren): 252—267, Abb. 32—33; München (Bayer. Geol. Landesamt).

Schmidt-Thomé, P. (1939): Geologische Aufnahme der Alpenrandzone zwischen Bergen und Teisendorf in Oberbayern. — Z. deutsch. geol. Ges., **91**: 273—289, Taf. 8, 3 Abb., 1 Tab.; Berlin.

Schmidt-Thomé, P. (1957): Molasse-Untergrund und Helvetikum-Nordgrenze im Tegernsee-Bereich und die Frage der Herkunft von Erdöl und Jodwasser in Oberbayern. — Geol. Jb., **74**: 225—242, 3 Abb.; Hannover.

Schnabel, W. & Draxler, I. (1976): Sedimentologische, palynologische und Nannofossil-Untersuchungen in der Inneralpinen Molasse des Unterinntales unter besonderer Berücksichtigung von Umlagerungsfaktoren. Mit einem Beitrag von Herbert Stradner, Wien. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **151**: 325—357, 10 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

Tollmann, A. (1972): Der karpatische Einfluß am Ostrand der Alpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **64**, 1971: 173—208, 1 Abb., 1 Tab.; Wien.

Tollmann, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. — I—XV, 1—580, Taf. 1—3, 256 Abb.; Wien (Franz Deuticke).

Toumarkine, M. & Bolli, H. M. (1970): Évolution de *Globorotalia cerroazulensis* (Cole) dans l'Éocène moyen et supérieur de Possagno (Italie). — Rev. Micropaléont., **13**: 131—145, Taf. 1—2, 7 Abb.; Paris.

Toumarkine, M. & Bolli, H. M. (1975): Foraminifères Planctoniques de l'Éocène Moyen et Supérieur de la Coupe de Possagno. — In: Monografia Micropaleontologica sul Paleocene e l'Eocene di Possagno, Provincia di Treviso, Italia, Schweiz. Paläont. Abh., **97**: 69—83, Taf. 1—6, 2 Abb.; Basel.

Traub, F. (1938): Geologische und paläontologische Bearbeitung der Kreide und des Tertiärs im östlichen Rupertiwinkel, nördlich von Salzburg. — Palaeontographica, **88**, A: 1—114, Taf. 1—8, 2 Abb., 2 Textbeilagen mit 1 geol. Karte 1 : 25 000 und 3 Profilen; Stuttgart.

Traub, F. (1948): Beitrag zur Kenntnis der miocänen Meeresmolasse ostwärts Laufen/Salzach unter besonderer Berücksichtigung des Wachtbergkonglomerats. — N. Jb. Mineral. etc. Mh., B, 1945—1948: 53—71, 161—174, 1 geol. Übersichtskarte, 1 Profil, 4 Abb.; Stuttgart.

Traub, F. (1953): Die Schuppenzone im Helvetikum von St. Pankraz am Haunsberg, nördlich von Salzburg. — Geologica Bavarica, **15**: 1—38, 4 Abb.; München.

Trümpy, R. (1962): Mesozoischer Untergrund und ältere Meeresmolasse im schweizerischen und oberschwäbischen Molassebecken. — Erdoel-Z., **78**: 521—527; Wien-Hamburg.

Vogeltanz, R. (1970): Sedimentologie und Paläogeographie eines eozänen Sublitorals im Helvetikum von Salzburg (Österreich). — Verh. Geol. B.-A.: 373—451, Taf. 1—5, 14 Abb., 3 Tab., 2 Falttab.; Wien.

Walker, R. G. (1978): Deep-Water Sandstone Facies and Ancient Submarine Fans: Models for Exploration for Stratigraphic Traps. — The Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **62**: 932—966, 23 Abb., 2 Tab.; Tulsa, Oklah.

Ziegler, J. H. (1960): Die Assilinen des Eozäns vom Kressenberg in Oberbayern. — Geologica Bavarica, **44**: 209—231, Taf. 1—4, 2 Beilagen; München.

Ziegler, J. H. (1975): Alttertiäre Eisenerze am bayerischen Alpenrand. — In: Sedimentäre Eisenerze in Süddeutschland, Geol. Jb., **D 10**: 239—270, Taf. 7, Abb. 69—70; Hannover.

Zöbelein, H. K. (1955): Über Alttertiär-Gerölle aus der subalpinen Molasse des westlichen Oberbayerns und der inneralpinen Molasse (Angerbergschichten) des Tiroler Unterinntales (Vorläufige Mitteilung). Mikropaläontologische Befunde von Manfred Reichel, Basel. — Neues Jb. Geol. Paläont., Mh.: 342—348; Stuttgart.

## Tafelerläuterungen

### Tafel 13

Bild 1: Angeschliffene und lackierte Oberfläche der Basisbank der Katzenloch-Schichten. Katzenloch-Profil. Handstück E 1402. Schwach vergrößert. Zu S. 195.
Bild 2: Teilbank b der Basisbank, angeschliffen und mit Alizarin-S angefärbt. Die dolomitischen Komponenten treten als weiße Flecken hervor. Handstück E 1403. Vergr. ca. ×3. Zu S. 197.

### Tafel 14

Basisbank der Katzenloch-Schichten. Fossilreiche Fazies. Katzenloch-Profil. Zu S. 196.

Bild 1: Dicht gepackter Fossilschuttkalk mit u. a. *Nummulites* cf. *fabianii* (Prever), Operculinen, Milioliden und Geröllchen. Schliff G 1660 a/78. Vergr. × 18.
Bild 2: Eine andere Partie desselben Schliffs. Vergr. × 18.

### Tafel 15

Basisbank der Katzenloch-Schichten. Schuttreiche Fazies. Moos-Graben, Bachgeröll. Zu S. 215.

Bild 1: Das Gestein wird hauptsächlich aus Karbonatgeröllchen aufgebaut. Links unten eine pyritimprägnierte *Discocyclina*. Schliff G 1677 a/78. Vergr. × 40.
Bild 2: Dto. Rechts unten ein Bryozoenrest. Schliff G 1678 a/78. Vergr. × 40.

### Tafel 16

Seichtwasser-Foraminiferen aus der Tiefsee. Basisbank der Katzenloch-Schichten. Fossilreiche Fazies. Katzenloch-Profil. Zu S. 196.

Bild 1: Milioliden, Discocyclinen. Schliff G 1660 a/78. Vergr. × 40.
Bild 2: *Nummulites* cf. *fabianii* (Prever). Links oben Miliolide.
Schliff G 1662 a/78. Vergr. × 40.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. 18 237—288 München, 30. 12. 1978

# Fossilführende Spaltenfüllungen Süddeutschlands und die Ökologie ihrer oligozänen Huftiere

Von Kurt Heissig*)

Mit 7 Abbildungen

Kurzfassung

Im ersten Teil werden Situation, Füllung und Fauneninhalt von 29 neuen Spaltenfüllungen umrissen. Davon gehören 3 dem Unteroligozän, 13 dem Mitteloligozän, 7 dem Mittelmiozän, je 2 dem Obermiozän und Altpleistozän und je eine dem Eozän und dem Untermiozän an. Bedeutendere Faunen haben nur die mitteloligozänen Fundstellen „Möhren 19", „Möhren 20" und „Haag 2", sowie die mittelmiozänen „Erkertshofen 2" und „Petersbuch 2" geliefert. Das Auftreten von Eozän und Obermiozän ist wegen der Seltenheit von Spalten dieses Alters von Bedeutung. Im Anschluß an die Neubeschreibung werden ergänzende Beobachtungen von bereits früher veröffentlichten Fundstellen geliefert, um auch von der geologischen Seite einen Beitrag zur ökologischen Situation zu geben. Eine Deutung der räumlichen und zeitlichen Verteilung von tertiären Spaltenfüllungen im Fränkischen Jura wird versucht. Im zweiten Teil, der der mitteloligozänen Huftierfauna gewidmet ist, werden zunächst alle auftretenden Huftierarten kurz charakterisiert. Zwei Arten, *Haagella peregrina* n. gen., n. sp. und *Paroxacron bergeri* n. sp., werden neu benannt; die erstere bildet die Typusart einer neuen Gattung, die den ersten Nachweis der asiatischen Tapir-Familie der Deperetellidae in Europa darstellt. Danach wird versucht, mit Hilfe verschiedener Methoden die zahlenmäßige Verteilung der einzelnen Arten auf die Fundstellen zu deuten, verschiedene Lebensgemeinschaften zu erkennen und diese zu charakterisieren. Als zweiter Schritt kann dann für die meisten Arten die Zugehörigkeit zu bestimmten Biotopen ermittelt werden. Zuletzt wird der Versuch gemacht, die zeitliche Verteilung der Arten klimatisch auszuwerten. Es ergibt sich zu Beginn des Mitteloligozäns ein Vorherrschen trockener Biotope, die mit der Wende zum mittleren Mitteloligozän und danach fortlaufend immer mehr durch Wälder zurückgedrängt werden. Da zugleich der Grundwasserspiegel ansteigt, ergeben sich einschneidende Veränderungen auch der biostratinomischen Situation.

*) Dr. K. Heissig, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Str. 10, 8000 München 2.

## Abstract

In the first part the situation, contents and fauna of 29 fissure fillings are shortly described. Out of these 3 are placed in the lower Oligocene, 13 in the middle Oligocene, 7 in the middle Miocene, 2 ever in the upper Miocene and the early Pleistocene and one ever in the lower Miocene and the Eocene. Important faunas were yielded only by the middle Oligocene sites "Möhren 19", "Möhren 20" and "Haag 2" and the middle Miocene sites "Erkertshofen 2" and "Petersbuch 2". The occurrence of upper Miocene and Eocene is remarkable because of the rareness of fissure sites of these ages. In connection with these first communications new observations from known localities are added to give geological data for an ecological analysis. The distribution of fissure fillings from the Tertiary of the southern Franconian Alb in time and space is discussed.

In the second part, devoted to the Ungulate fauna of the middle Oligocene, all Ungulate species occurring are shortly characterized. Two species and one genus (*Haagella peregrina* n. gen., n. sp. and *Paroxacron bergeri* n. sp.) are erected, the first one being the first record of the asiatic Tapiroid family Deperetellidae in Europe. Different methods are used for trying to interprete the frequencies of the species at different localities, to recognize the different faunal communities and to characterize them. In a second step the habitat of most species is found out. So it is possible to evaluate the distribution of the species in time for the recognition of changing climatic conditions. The result is an assumption of dominant dry biotopes at the beginning of the middle Oligocene, which — beginning at the middle of the middle Oligocene — are replaced gradually by forests. At the same time the ground water level is rising, causing changes in biostratinomic conditions.


## Inhalt


1. Einleitung . . . . . 239
2. Beschreibung von neuen Spaltenfüllungen . . . . . 240
2.1 Eozän . . . . . 240
2.2 Headonium . . . . . 240
2.3 Suevium . . . . . 241
2.3.1 Basales Suevium (Zone von „Möhren 19“) . . . . . 241
2.3.2 Tieferes Suevium (Zone von Ronzon) . . . . . 245
2.4 Agenium . . . . . 249
2.5 Orleanium . . . . . 250
2.6 Astaracium . . . . . 255
2.7 Altpleistozän . . . . . 256
3. Neue Daten zu bereits bekannten Fundstellen . . . . . 258
4. Die geologische Bedeutung tertiärer Spaltenfüllungen . . . . . 260
4.1 Das Auftreten von Spaltenfüllungen im südlichen Frankenjura . . . . . 260
4.2 Vorstellungen zur Bildung fossilführender Spaltenfüllungen . . . . . 262
5. Die Huftier-Arten des Mitteloligozäns . . . . . 264
5.1 Perissodactyla . . . . . 264
5.2 Artiodactyla . . . . . 268
6. Ökologische Deutung der Huftier-Faunen . . . . . 273
6.1 Die Fragestellungen . . . . . 273
6.2 Die Faunenspektren . . . . . 273
6.2.1 Verfälschungen . . . . . 273

6.2.2 Die Huftierfauna und ihre statistische Auswertung . . . . . 273
6.2.3 Faunentypen und ihre Elemente . . . . . 276
6.3 Die Lebensräume . . . . . 278
6.3.1 Der Lebensraum der Anthracotheriden-Fauna . . . . . 278
6.3.2 Der Lebensraum der *Diplobune*-Fauna . . . . . 278
6.3.3 Der Lebensraum um „Haag 2" . . . . . 279
6.3.4 Landschaftsbild und Klima im tiefen Suevium . . . . . 279
6.4 Die Autökologie der Arten . . . . . 280
6.5 Die Faunenverschiebungen im Mitteloligozän . . . . . 284
6.5.1 Die stratigraphische Verbreitung der Arten und Gattungen . . . . . 284
6.5.2 Klimatische Folgerungen . . . . . 285
Literatur . . . . . 286

## 1. Einleitung

Die vorliegende Studie bildet den ersten Teil der Auswertung mehrjähriger Beobachtungen an fossilführenden Spaltenfüllungen, die in den Jahren 1974 und 1975 im Rahmen des Forschungsprogrammes „Ökologie fossiler Landwirbeltiere" von der Deutschen Forschungsgemeinschaft gefördert wurden, wofür an dieser Stelle aufrichtig gedankt sei. Ein zweiter Teil, der die Ökologie der Nagetiere behandeln soll, befindet sich in Vorbereitung.

Die meisten der neu beschriebenen Fundstellen wurden zwischen 1970 und 1977 vom Verfasser, z. T. gemeinsam mit Kollegen entdeckt. Die Fundstelle „Möhren 11" wurde von J. Gregor entdeckt; „Erkertshofen 2" und „Petersbuch 2" wurden von den Bruchleitern gemeldet.

Das Material wird an der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München aufbewahrt, auf die sich die angegebenen Inventar-Nummern beziehen.

Die stratigraphischen Begriffe, die hier zur Verwendung kommen, entsprechen Fahlbusch 1976, also der auf Landsäugetieren basierenden biostratigraphischen Tabelle. Zugleich werden die „Zonen" Thalers (1966) verwendet. Obgleich die zeitlichen Grenzen nicht genau zusammenfallen werden synonym für „Headonium" auch „Unteroligozän" (eozäne Anteile des Headoniums sind hier nicht belegt), für „Suevium" auch „Mitteloligozän", für „Agenium" auch „Untermiozän", für „Orleanium" auch „Mittelmiozän" und für „Astaracium" auch „Obermiozän" gebraucht.

Zu Dank bin ich all denen verpflichtet, die mir bei der Beschaffung und Bearbeitung des Materials behilflich waren: Herrn Niefnecker für die Meldung der Fundstelle „Erkertshofen 2" und für seine Hilfe bei der Ausbeutung derselben. Herrn Eisen und Herrn Volkert für die Meldung der Fundstelle „Petersbuch 2" und für ihre Hilfe bei der Bergung des Materials. Herrn Viohl vom Jura-Museum Eichstätt für die rasche Übermittelung der Fundmeldungen. Herrn Gregor, der mir die Publikation der Fundstelle „Möhren 11" überließ. Meinen Kollegen die mir in steten Diskussionen zahlreiche Hinweise und Anregungen gaben, insbesondere den Herren Fahlbusch, der das DFG-Programm leitete, Herrn Schmidt-Kittler, der sich insbesondere der Untersuchung der Carnivoren und Pseudosciuriden und damit der stratigraphischen Einstufung der Fundstellen annahm, und insbesondere Herrn Professor Dehm, der es mir ermöglichte, seine im selben Heft erscheinende Arbeit zu zitieren.

Zu danken habe ich auch Herrn Schönfeld für das Schlämmen der 50 to übersteigenden Masse an Probenmaterial und den Damen und Herren, die das Auslesen der Feinrückstände besorgten: Frl. P. Schlaegel, Frau V. Steinberg, und die Herren Hurler, Werner, Ziegler und Kästle.

## 2. Beschreibung von neuen Spaltenfüllungen

### 2.1 Eozän

„Rohrach 1"
Im aufgelassenen Bruch im Steinbühl, e Rohrach in Weißjura δ
Blatt 7030 Wolferstadt, r 44 12 840 h 54 28 880
Entdecker: Heissig 7. 6. 75

Die Spalte bildet in der Mitte den tieferen Teil der heute noch erschlossenen SE-Wand des Bruches. Sie wird nur 6—10 cm breit. Ihre Füllung, ein stark sandiger, kalkig verhärteter Bohnerz-Lehm, ist nur noch in Resten erhalten. An Fossilien wurde nur ein linker $P_4$ eines großen

*Propalaeotherium* sp.

gefunden. Am wahrscheinlichsten ist danach ein mitteleozänes Alter anzunehmen.

### 2.2 Headonium

„Möhren 23"
Im Steinbruch der Fa. Herzog w Möhren, in WJ δ
Blatt 7031 Treuchtlingen, r 44 16 400 h 54 21 830
Entdecker: Heissig 14. 4. 76 Inv.-Nr. 1976 XXV

Die Spalte liegt etwas sw der Nordecke des Bruches in der NW-Wand, dieser streckenweise parallel verlaufend oberhalb der Wand im tiefgründig zersetzten Blockwerk, ca. 8 m unter Gelände. Sie streicht, nach SW an Breite zunehmend, mit etwa 2 m Breite in die SW-Wand dieses 1976 abgebauten nördlichen Bruchteils. Die Füllung besteht aus einer schlierig-schichtigen Wechsellagerung von bräunlichem Lehm, hell gelbgrünem Sand und braungrünfleckigem tonig verklebtem Geröll. Die meisten Fossilien stammen aus dem Übergangsbereich von Geröll zu Sand. Sie sind meist stark abgerollt.

Fauna: Salamandridae
Squamata
Testudinata
Nyctitheriidae
Chiroptera
*Pseudosciurus suevicus*
*Suevosciurus fraasi*
Gliridae
Carnivora
*Palaeotherium* sp.
*Plagiolophus* sp.
*Anoplotherium* sp.
*Diplobune* sp.

Alter: Nach der Zusammensetzung der Huftierfauna, Palaeotheriidae und Anoplotheriidae, ohne jüngere Elemente, ist eine Einstufung in das Headonium ge-

rechtfertigt. Die evolutiven Stufen von *Pseudosciurus* und *Suevosciurus* widersprechen dieser Einstufung nicht. Ein Zusammenhang mit der früher in etwa 60 m Entfernung aufgeschlossenen Spalte „Möhren 2" (Dehm 1961, S. 2) etwa gleichen Alters ist zu vermuten, jedoch vorerst nicht zu belegen.

„Grafenmühle 4"
Im Steinbruch der Fa. Balz, an der Grafenmühle b. Pappenheim, WJ δ
Blatt 7031 Treuchtlingen r 44 22 590 h 54 22 250
Entdecker: Heissig 28. 5. 75

Die Spalte liegt an der NW-Wand des westlichen Bruchteils und streicht nach NW in die Wand. Es handelt sich um eine dünne Kluft, die sich stellenweise auf 25—30 cm erweitert. Die Füllung ist sehr heterogen, einzelne Blöcke von fossilführendem Kalksandstein liegen in Sand oder graubraunem bis grünlichem, stark sandigem Lehm, der ebenfalls Fossilien führt.
Fauna: Nyctitheriidae
*Pseudosciurus suevicus*
*Palaeotherium* sp.
*Anoplotherium* sp.
Alter: Die geringen Funde erlauben keine sichere Aussage, ob es sich um Headonium oder basales Suevium handelt. Positive Hinweise für letzteres fehlen.

„Grafenmühle 5"
Im südlich der Waldstraße gelegenen Nebenbruch (1976 Versuchsbruch) der Fa. Balz an der Grafenmühle b. Pappenheim in WJ δ
Blatt 7031 Treuchtlingen r 44 22 750 h 54 22 050
Entdecker: Heissig 3. 10. 75

Die Spalte bildet in der Ostecke des Bruches einen Teil der SE-Wand. Sie ist nur etwa 10—20 cm breit. Ihre Füllung ist zum größten Teil ein gelblicher kalkig verfestigter lehmiger Sandstein, daneben unverfestigter, etwas dunkler getönter sandiger Lehm. Die meisten Fossilien sind abgerollte Knochensplitter.
Fauna: Pseudosciuridae
Alter: Headonium oder Suevium

## 2.3 Suevium

(Mitteloligozän im säugetierpaläontologischen Sinne)

### 2.3.1 Basales Suevium (Zone von „Möhren 19")

„Möhren 17"
Im südlichen Steinbruch an der Straße nach Treuchtlingen (Fa. Fickl & Lorenz) in WJ δ
Blatt 7031 Treuchtlingen, r 44 18 170 h 54 23 120
Entdecker: Heissig 1972

Die Spalte bildet den obersten Teil der SW-Wand, die durch eine NE fallende Abschiebung gebildet wird. Bis 4 m unter der Oberkante des Bruches ist entlang der Kluft eine Lösungshohlform mit seitlichen Hohlkehlen entwickelt. Der Inhalt besteht aus Bohnerz-Sand und Bohnerz-Lehm, wobei das Bohnerz fast die Hälfte der Masse ausmacht. Die Füllung ist gut geschichtet und partienweise kalkig verhärtet.

Die Mächtigkeit ist nicht mehr feststellbar.
Fauna: Gastropoda
Squamata
Testudinata
*Theridomys* sp.
*Pseudosciurus suevicus*
*Palaeotherium medium*
*Diplobune bavarica*
Cainotheriidae
*Pseudogelocus scotti*

Alter: Das Auftreten von *Palaeotherium* hat zunächst zur Annahme eines headonischen Alters geführt. Seit jedoch mit „Möhren 19, 20 und 21" auch tiefst suevische Faunen mit *Palaeotherium* bekannt sind, erscheint ein solches wegen des Auftretens von *Pseudogelocus* wahrscheinlicher.

„Möhren 19"
Im Steinbruch beim Blockhaus s Möhren (Fa. Böswald) in WJ δ
Blatt 7031 Treuchtlingen r 44 17 620 h 54 21 700
Entdecker: Heissig & Schmidt-Kittler 16. 7. 1974 Inv.-Nr. 1974 XXV

Auf die Spaltenfüllung wurde 1975 (Heissig & Schmidt-Kittler, 1975, S. 57 ff) schon kurz eingegangen. Sie bildete 1974 die Ostwand des 1971—1976 in Betrieb befindlichen Bruches. Die Fossilführung war fast ganz auf eine über 1 m breite Erweiterung, etwa 4 m über der tiefsten Sohle beschränkt, die, sich verbreiternd, nach N in die Wand zog.

Die Füllung war sehr heterogen. In unregelmäßiger aber deutlicher Schichtung wechselten gelbbraune Bohnerzlehme, ähnlich gefärbte Sande, fast reine Bohnerzlagen und lehmverklebte Geröllschichten. Vor allem die Sande waren stellenweise zu großen Blöcken kalkig zementiert. Ebenso kamen starke Sinterverkrustungen und reine Sinterlagen, sowie Stalagmiten, im Sediment stehend, vor. Die Fossilien waren vor allem in grobkörnigen Sedimenten häufig, in den Sanden frisch, in den Geröllschichten abgerollt. Das unterirdische Gewässer mit stark wechselnder Transportkraft stand wohl mit oberflächlichen Gerinnen in Verbindung. Die Abrollung der großen Knochen spricht für längere Transportwege.
Flora: *Celtis* sp.
Fauna: *Cepaea* ?
*Cochlostoma* sp.
Amphibia
Lacertilia
Ophidia
Testudinata
Aves
*Peratherium* sp.
Nyctitheriidae ind.
*Neurogymnurus minor*
*Neurogymnurus* sp.
*Myxomygale antiqua*
Chiroptera indet.
*Cynodictis* sp.

*Amphicynodon gracilis*
*Amphicynodon leptorhynchus*
*Amphicynodon* cf. *vulpinus*
*Pachycynodon dubius*
*Cephalogale minor*
*Pseudocyonopsis* cf. *antiqua*
*Palaeogale felina*
*Eusmilus bidentatus*
*Sciurodon cadurcense*
*Suevosciurus fraasi*
*Suevosciurus ehingensis*
*Pseudosciurus suevicus*
*Theridomys aquatilis*
*Gliravus* aff. *bruijni*
*Pseudodryomys fugax*
*Microdyromys* aff. *koenigswaldi*
*Eomys zitteli*
*Eucricetodon atavus*
*Shamolagus franconicus*
*Protapirus priscus*
*Eggysodon* sp.
*Ronzotherium filholi*
*Palaeotherium duvali*
*Palaeotherium medium*
*Plagiolophus fraasi*
*Plagiolophus minor*
*Dichobune fraasi*
*Entelodon magnum antiquum*
*Propalaeochoerus* aff. *paronae*
*Anoplotherium pompeckji*
*Anoplotherium commune*
*Diplobune bavarica*
*Diplobune quercyi*
*Dacrytherium ovinum*
*Paroxacron bergeri* n. sp. (S. 270)
*Plesiomeryx cadurcensis*
*Pseudogelocus scotti*
*Gelocus* cf. *laubei*

Alter: Das gemeinsame Vorkommen von typischen Elementen der *Anoplotherium-Palaeotherium*-Fauna des Headoniums mit Zuwanderern der „Grande Coupure" könnte zur Annahme einer Faunen-Vermischung verleiten. Größe und Entwicklungsstadium von *Pseudosciurus* sprechen jedoch für eine Übergangszeit. Die Einheitlichkeit der Größenverteilungskurve verbietet es, eine Vermischung in Betracht zu ziehen. Es handelt sich damit um eine besonders reiche Fauna in dem kurzen Zeitraum zwischen der „Grande Coupure" und dem Erlöschen der Gattungen *Palaeotherium* und *Anoplotherium*. Bisher waren aus dieser Zeit nur wenige Funde bekannt (Franzen 1968, S. 163).

Die Fauna ist also der Basis des Sueviums zuzuweisen.

„Möhren 21"
Im Steinbruch am Blockhaus s Möhren (Fa. Böswald) in WJ δ
Blatt 7031 Treuchtlingen r 44 17 600 h 54 21 730
Entdecker: Heissig 25. 2. 1976

Die Spalte bildet ein größeres Versturzsystem entlang einer WNW streichenden südfallenden Abschiebung. Ihre Breite betrug bis zu 8 m. Sie liegt etwas (ca. 4 m) höher als „Möhren 19" mit dem sie wohl in Verbindung steht.

Der Inhalt der Spalte entspricht etwa dem von „Möhren 19", doch ist die Schichtung stellenweise durch späteren Versturz zerstört oder schräggestellt.

Flora: Kleinere Steinkerne von Samen

Fauna: Gastropoda
Insecta (Larven)
Amphibia
*Ophisaurus* sp.
Testudinata
*Peratherium* sp.
Erinaceidae
Nyctitheriidae
Carnivora indet.
*Suevosciurus fraasi*
*Suevosciurus ehingensis*
*Pseudosciurus suevicus*
*Theridomys aquatilis*
*Gliravus* sp.
*Eomys* sp.
*Eucricetodon atavus*
*Diplobune* sp.
*Anoplotherium* cf. *pompeckji*
*Plesiomeryx cadurcensis*
*Pseudogelocus scotti*

Alter: Die Einwanderer der „Grande Coupure", Eomyiden und Cricetodonten, sprechen für ein suevisches Alter. Lediglich ein Zahnfragment von *Anoplotherium* weist darauf hin, daß die Fundstelle mit dem räumlich eng benachbarten „Möhren 19" etwa altersgleich sein dürfte.

Für die ökologische Analyse werden altersgleiche Spalten im gleichen Bruch und mit gleicher Fazies zusammengefaßt: so hier „Möhren 10, 19, 21".

„Möhren 20"
Im Bruch der Fa. Engelhardt (Ehem. Tobisch), am Waldrand nw Möhren, in WJ δ
Blatt 7031 Treuchtlingen r 44 17 110 h 54 23 420
Entdecker: Heissig 5. 11. 1975 Inv.-Nr. 1975 XXII

Die Spalte, die bereits 1976 kurz erwähnt wurde (Heissig & Schmidt-Kittler 1976, S. 84) bildet die NW-Wand des Bruches. Stellenweise fiedert sie in mehrere parallele Spalten auf. Ihre Breite erreichte maximal 40 cm.

Die Füllung besteht aus rötlichbraunem, mäßig bohnerzführendem Lehm ohne Schichtung. Verkieselungsrückstände aus dem Weißjura und Fossilien sind nur nesterartig angereichert, sonst selten. Die stärkste Fossilführung fand sich in etwa 8 m Tiefe unter dem Kran. Nur ein Teil der Knochen ist abgerollt. Z. Teil sind

Knochen- und Dentinsubstanz weggelöst.
Flora: Steinkerne von kleinen Samen
Fauna: Insecta (Larven)
Pisces
Amphibia ind.
Lacertilia ind.
Ophidia ind.
Testudinata
*Peratherium* sp.
Erinaceidae
Chiroptera
Amphicyonidae
cf. *Palaeogale* sp.
*Suevosciurus fraasi*
*Suevosciurus ehingensis*
*Pseudosciurus suevicus*
*Sciurodon cadurcense*
*Theridomys aquatilis*
*Gliravus* sp.
Eomyidae
*Eucricetodon atavus*
*Shamolagus franconicus*
*Protapirus priscus*
*Palaeotherium duvali*
*Diplobune bavarica*
*Diplobune quercyi*
*Tapirulus* sp.
*Plesiomeryx cadurcensis*
*Paroxacron bergeri* n. sp. (S. 270)
*Pseudogelocus scotti*
*Gelocus laubei*

Alter: Neben zahlreichen Zuwanderern ist nur *Palaeotherium duvali* als Überlebender des Headoniums anzusprechen. Die Fundstelle dürfte damit wohl dasselbe Alter repräsentieren wie „Möhren 19", nämlich das tiefste Suevium. Dafür spricht auch das Auftreten von *Shamolagus*, einer in Europa vermutlich sehr kurzlebigen Form. Die Bedeutung der Fauna liegt im Reichtum an Kleinsäugern, der eine Ergänzung zu der vorwiegend Großsäuger liefernden Fauna von „Möhren 19" bildet.

### 2.3.2 Tieferes Suevium

„Möhren 11"
Im Steinbruch w der Straße nach Rehlingen s Möhren (Fa. Kiefel & Meier, später Marmor Engelhardt) in WJ δ
Blatt 7031 Treuchtlingen r 44 17 450 h 54 21 650
Entdecker: Gregor 1971 Inv.-Nr. 1971 V

Die Spalte entspricht der Lage, die in Heissig 1970 für „Möhren 7" angegeben ist. „Möhren 7" bezieht sich nur auf Haldenmaterial, das vom Inhalt der Spalte faziell und vor allem farblich verschieden ist. Sie liegt in dem südlich den Brucheingang flankierenden Pfeiler und ist weitgehend von Abraum verschüttet. Ihr oberster

Teil ist ca. 1 m breit, streicht etwa NW—SE und fällt steil nach SW. Hier wurden bisher kaum Fossilien gefunden. Diese stammen aus zwei sehr tief in den Berg reichenden Lösungshohlformen, die etwas tiefer an die SE-Wand des Pfeilers anschließen, die von einer ebenfalls lehmgefüllten Kluft gebildet wird und an dieser Stelle stark überhängt. Diese Stelle liegt heute etwa 7 m unter Gelände.

In diesen Hohlräumen sind gut geschichtete Lehme erhalten, die auch einzelne Lagen von Bohnerzsand und Geröll enthalten. Der Lehm selbst ist gelbbraun, schwach Bohnerz führend und enthält lagenweise Kalkkonkretionen bis zu 20 cm ∅. Rötliche aus aufgekalktem sandigem Lehm mit Phosphorit bestehende Partien, wie sie für „Möhren 7" charakteristisch sind, fehlen. Die Knochen sind meist stark abgerollt.

Fauna: Talpidae
*Suevosciurus fraasi*
*Suevosciurus ehingensis*
*Pseudosciurus suevicus*
*Plagiolophus* cf. *minor*
*Ronzotherium filholi*
*Entelodon* cf. *magnum*
*Diplobune bavarica*
*Pseudogelocus scotti*

Alter: Die Fauna ist typisch für das tiefe Suevium. Die Größe von *Pseudosciurus* entspricht diesem Alter.

„Möhren 12"
Im selben Steinbruch wie „Möhren 11", in WJ δ
Blatt 7031 Treuchtlingen r 44 17 440 h 54 21 630
Entdecker: Heissig 1974

Die NE—SW streichende Spalte bildet die Ostwand des südlichen Bruchbereiches. Sie wird erst etwa 12 m unter Gelände mächtiger, maximal 50 cm.

Die Füllung besteht aus einem stark sandigen, gelbbraunen Bohnerzlehm.

Fauna: *Pseudosciurus suevicus*

Alter: Es kann nicht entschieden werden, ob es sich um Suevium oder Headonium handelt. Die Größe von *Pseudosciurus* spricht mehr für Suevium.

„Möhren 14"
Im selben Steinbruch wie „Möhren 12", in WJ δ
Blatt 7031 Treuchtlingen ungefähr r 44 17 420 h 54 21 640
Entdecker: Heissig 1972 Inv.-Nr. 1972 XXV

Es handelt sich um Spaltenlehm, der an einem einzeln gelagerten Block haftet. Nach der Situation des damaligen Abbaus stammt er aus dem W-Teil des Bruches nahe der N-Wand.

Der Lehm hat dieselbe rötliche Farbe und den Bohnerzreichtum wie „Möhren 7".

Fauna: *Suevosciurus fraasi*
*Suevosciurus ehingensis*
*Pseudosciurus suevicus*
*Theridomys* sp.
*Gliravus* sp.
*Diplobune* cf. *bavarica*

Alter: Auch das Alter entspricht nach dem Faunencharakter und der Entwicklungshöhe von *Pseudosciurus* etwa „Möhren 7", also tiefes Suevium.

„Möhren 16"
Im selben Bruch wie „Möhren 14"
Blatt 7031 Treuchtlingen r 44 17 440 h 54 21 640
Entdecker: Heissig 1972 Inv.-Nr. 1972 XXVI

Die Spalte gliedert sich als seitliche Parallelkluft von der N-Wand des Bruches ab. Sie reicht von etwa 1 m bis ca. 6 m über der Basis des Bruches und wird maximal 20 cm breit.

Ihre Füllung ist ein stellenweise stark bohnerzführender rötlicher Lehm, der partienweise kalkig verkittet ist. Schichtung ist nicht erkennbar. Verkalkte Partien zeigen ein Haufwerk zerbrochener Tonschollen, wie es für verstürzte Spaltenfüllungen typisch ist.

Fauna: Urodela
Testudinata
Squamata
Insectivora
Soricidae
*Suevosciurus fraasi*
*Suevosciurus ehingensis*
*Pseudosciurus suevicus*
*Theridomys aquatilis*
*Eomys* sp.
*Eucricetodon atavus*
*Ronzotherium filholi filholi*
*Diplobune bavarica*
*Pseudogelocus scotti*

Alter: Die Faunengemeinschaft ist typisch für tiefes Suevium, was auch der Entwicklungshöhe von *Pseudosciurus* entspricht. Die Spalten „Möhren 7, 14, 16" werden für die ökologische Betrachtung zusammengefaßt.

„Möhren 18"
Im aufgelassenen Bruch sw vom Bahnhof Möhren (Fa. Forster) in WJ δ
Blatt 7031 Treuchtlingen r 44 16 780 h 54 21 560
Entdecker: Heissig 1974 Inv.-Nr. 1974 XV

Die Fundstelle liegt in einem großen, ziemlich einheitlich gefüllten Spaltensystem der W-Wand, das im übrigen fossilleer ist. Sie liegt in einer Hohlkehle unter einer Dickbank etwa in der Mitte der W-Wand etwa einen Meter über der Sohle. Die Lösungsfuge wird ca. 30 cm hoch und erstreckt sich über etwa 2 m. Der gelbbraune Spaltenlehm ist geschichtet und mehr oder weniger reich an Bohnerz und Grobsand.

Fauna: Urodela
Squamata
*Pseudosciurus suevicus*
*Pseudogelocus scotti*

Alter: *Pseudosciurus* und *Pseudogelocus* sind für das Suevium typisch, doch ist eine genauere Einstufung nicht möglich.

„Möhren 15"
Im neuen Bruch der Fa. Muninger, 600 m wnw Möhren, in WJ δ
Blatt 7031 Treuchtlingen r 44 17 040 h 54 22 980
Entdecker: Heissig & W. v. Königswald 1970

Die Fundstelle liegt in einer röhrenartigen Lösungshohlform an der Basis der SE-Wand an der Bruchsohle. Sie ist ca. 2 m hoch und 1 m breit. Die Füllung besteht aus rötlichbraunem Bohnerzlehm mit undeutlicher Schichtung.

Fauna: Squamata
*Pseudosciurus suevicus*
*Diplobune bavarica*

Alter: Die arme Fauna ermöglicht nur eine Einstufung ins Suevium. Die geologische Situation, tief unter der Fundstelle „Möhren 13" entspricht wohl tiefem Suevium.

„Haag 2"
Im Steinbruch der Treuchtlinger Marmorwerke in WJ δ
Blatt 7031 Treuchtlingen r 44 19 020 h 54 22 590
Entdecker: Heissig 7. 6. 1975 Inv.-Nr. 1975 XXIII

Die Fundstelle bildet ein ausgedehntes Spaltensystem in der NW-Ecke des Bruches. Mehrere nach W in die Wand ziehende Spalten werden durch eine rechtwinklig dazu streichende Spalte verbunden. Die Breite der Spalten reicht von 20 cm bis etwa 1 m. Die Haupt-Entnahmestelle ist die nördlichste der nach W in die Wand ziehenden Spalten, knapp unter der Zufahrt zur Halde. Die Spalte bildet dort eine Erweiterung, die nach unten stark verengt ist.

Die Füllung des Systems ist sehr heterogen, feinkörnige und feinsandige Partien mit rötlichen und grünen Farben lieferten vorwiegend Fossilien miozänen Alters. Die oligozänen Fossilien bilden dagegen in den Bereichen die Hauptmasse, wo kieselige Weißjurabrocken den größten Anteil an der Füllung haben. Diese sind oft noch kalkig oder phosphatisch verbacken, Schichtung ist nur in den liegenden feinsandigen Partien des Systems feststellbar. Die oligozänen Fossilien haben meist eine bräunliche oder gelbliche Farbe.

Flora: Steinkerne von kleinen Samen
Fauna: Insecta (Larven)
Urodela
Anura
Squamata
Testudinata
*Peratherium* sp.
Insectivora
Amphicyonidae
Carnivora ind.
Aplodontidae
*Suevosciurus fraasi*
*Suevosciurus ehingensis*
*Pseudosciurus suevicus*
*Theridomys aquatilis*
Eomyidae
*Eucricetodon atavus*

Gliridae
*Plagiolophus* sp.
*Haagella peregrina* n. gen., n. sp. (S. 264 ff., Abb. 3)
*Eggysodon* sp.
*Ronzotherium* cf. *velaunum*
*Dacrytherium ovinum*
*Diplobune bavarica*
*Paroxacron bergeri* n. sp. (S. 270)
*Pseudogelocus scotti*
*Gelocus* aff. *communis*

Alter: Trotz der in mehreren einzelnen Formen sowohl von „Möhren 13" als auch von den anderen tief suevischen Spaltenfüllungen abweichenden Faunengemeinschaft muß die Fundstelle ins tiefe Suevium gestellt werden, da die Entwicklungshöhe und Größe von *Pseudosciurus* ihnen entspricht. Aus den Abweichungen läßt sich keine stratigraphische Aussage herleiten.

„Burgmagerbein 5"
Im Steinbruch s Burgmagerbein, in WJ δ
Blatt 7229 Bissingen r 43 96 960 h 54 00 980
Entdecker: Heissig 1975 Inv.-Nr. 1975 XXV

Einzelner Block von stark bohnerzhaltigem Spaltenlehm von rötlicher bis durch Manganoxyd schwärzlicher Farbe, etwa 10—15 m se „Burgmagerbein 3" (siehe Dehm 1978, dieses Heft) unterhalb der Wand liegend. Die Herkunft des Blockes war nicht mehr zu ermitteln.

Flora: Steinkerne von kleinen Samen
Fauna: Lacertilia
Insectivora indet.
*Suevosciurus fraasi*
*Pseudosciurus suevicus*
*Theridomys* cf. *aquatilis*
Gliridae

Alter: Die einzige häufige Art ist *Pseudosciurus suevicus*. Seine Entwicklungshöhe belegt tiefes Suevium

## 2.4 Agenium

„Mauren 1"
In der aufgelassenen Kiesgrube n Mauren w der Straße nach Großsorheim am Waldrand in Weißjura-Gries
Blatt 7229 Bissingen r 44 01 530 h 54 04 260
Entdecker: Heissig 1975 Inv.-Nr. 1975 XXVII

Reste einer zerrissenen Spaltenfüllung in einer völlig vergriesten allochthonen Scholle von Weißjura. Das Vorkommen liegt in der NW-Wand der Grube, etwa gegenüber der Einfahrt auf halber Höhe. Die Spalte war maximal 50 cm breit. Der Inhalt besteht im wesentlichen aus Knollen eines roten Zellenkalkes und geringem lehmigem Zwischenmittel.

Fauna: Lacertilia
Testudinata
Insectivora ind.

Sciuridae
*Pseudotheridomys* cf. *parvulus*
*Rhodanomys* sp.
*Melissiodon* sp.
*Piezodus* aff. *branssatensis*
Selenodontia ind.

Alter: Die vorhandenen Faunenelemente lassen sich nach ihrer Entwicklungshöhe auf Agenium oder allenfalls auf höchstes Arvernium beziehen. Das Fehlen typisch oligozäner Elemente wie *Archaeomys* macht ein agenisches Alter wahrscheinlicher.

## 2.5 Orleanium

„Haag 1"
Im Bruch der Treuchtlinger Marmorwerke bei Haag, in WJ δ
Blatt 7031 Treuchtlingen r 44 19 020 h 54 22 590
Entdecker: Heissig 7. 6. 1975 Inv.-Nr. 1975 XXXII

Im selben Spaltensystem wie „Haag 2" (Mitteloligozän, Suevium), jedoch vorwiegend in den geschichteten, liegenden Teilen, z. T. aber auch in die oligozäne Fauna eingemischte Funde.

Vorwiegend feinsandige rötliche und hellgrüne Lehme mit deutlicher Schichtung. Die miozänen Fossilien sind immer rein weiß.

Fauna: *Ophisaurus* sp.
Insectivora ind.
Carnivora ind.
*Sciurus* aff. *fissurae*
*Heteroxerus* sp.
*Cryptopterus* sp.
Gliridae
*Ligerimys* sp.
*Amphilagus* sp.
*Anchitherium aurelianense*
*Cainotherium* sp.
cf. *Amphitragulus* sp.

Alter: Das Auftreten von Sciuropteren und *Anchitherium* als Einwanderern des Orleaniums erlaubt keine tiefere Einstufung. Dem entspricht die Entwicklungshöhe der Eomyiden, die das *Ligerimys*-Stadium bereits erreicht haben. Auf der anderen Seite verbietet das Auftreten von *Melissiodon* eine jüngere Einstufung.

Der Fund eines primitiven Selenodonten, dessen Reste morphologisch am besten mit agenischen *Amphitragulus*-Arten verglichen werden können, läßt sich stratigraphisch kaum verwerten.

Am nächsten kommt wohl eine Eintiefung in das basale Orleanium, möglicherweise in die Nähe von Wintershof-West.

„Weißenburg 10"
Im Heckelbruch der Fa. Grundmann e Weißenburg, in WJ δ
Blatt 6932 Nennslingen r 44 28 300 h 54 31 060
Entdecker: Heissig 7. 5. 1975 Inv.-Nr. 1975 XXVI

Die Spalte verlief im W-Teil des Bruches parallel zur NW-Wand und strich mit etwa 10 m Entfernung von dieser in die NE-Wand, die heute abgebaut ist. Sie

bestand dort aus zwei Parallel-Spalten, die etwa 3 m über der Sohle 1—2 m Abstand hatten und sich nach oben vereinigten. Jede war etwa 0,5—1 m breit.

Die Füllung war deutlich, wenn auch unregelmäßig geschichtet. Über gröberen basalen Lagen, die aus Grobsand und Bohnerz bestehen, und die durch Manganoxyd-Mulm stark gefärbt sind, folgen gelbbraune, mehr oder weniger sandige Lehme, die nach oben immer reiner werden. Dementsprechend dominieren im Liegenden größere abgerollte Fossilien, im Hangenden kleinere ohne Abrollung.

Fauna: Amphibia
*Ophisaurus*
Ophidia
Testudinata
Insectivora ind.
*Plesictis* cf. *mayri*
*Sciurus* sp.
*Suevosciurus* sp.
Selenodontia mittelgroß
Selenodontia klein

Alter: Das Auftreten von *Plesictis* neben einem modernen Sciuriden läßt ein mittelmiozänes Alter am wahrscheinlichsten erscheinen. Eine genauere Einstufung erlaubt die arme Fauna nicht. *Suevosciurus*, durch einen einzigen Zahn vertreten, ist als umgelagert anzusehen. Dies überrascht nicht, da im benachbarten Bruch, wenige 100 m entfernt, auch unteroligozäne Spalten bekannt sind (Dehm & Fahlbusch 1970, S. 358 ff).

„Burgmagerbein 4"
Im Steinbruch s Burgmagerbein in WJ δ
Blatt 7229 Bissingen r 43 96 930 h 54 00 940
Entdecker: Heissig 24. 3. 1974 Inv.-Nr. 1974 XXVI

Die Fundstelle besteht aus zwei ausgedehnten Hohlformen, die mit einer Breite von jeweils über 10 m bis auf die obere Bruchsohle herabreichen, dazwischen steht noch ein Weißjurastock von 5—8 m Breite. Die Hohlformen bilden den Ostteil der Südwand.

Die Füllung ist im tieferen Teil nicht erschlossen, da sie ständig von den hangenden Partien überrutscht wird. Diese bestehen aus sandigen und stark schluffigen rot-grün geflammten Tonen, die z. T. lagenweise Kalkkonkretionen führen oder ganz aus solchen bestehen. Die Schichtung ist fast überall sehr gut und gleichmäßig entwickelt. Vor allem die fossilführenden Lagen enthalten zahlreiche Weißjura-Splitter.

Fauna: Gastropoda
*Ostrea* sp.
*Ophisaurus* sp.
Testudinata
Insectivora ind.
*Prolagus* cf. *vasconiensis*
*Lagopsis* cf. *verus*
Gliridae
*Ligerimys* cf. *florancei*
Suidae ind.

Alter: Die verschiedenen Elemente der Fauna machen einen durchaus uneinheitlichen Eindruck. Die Gastropoden, durchwegs Heliciden, treten in kalkiger Steinkernerhaltung, teils noch mit Schalenresten auf, auch in rein schluffig-tonigen Lagen, sie sind jedoch gehäuft in den Lagen wo Kalkkonkretionen, z. T. lepolithähnlich, auftreten. Die Austernreste sind sicherlich auf die unmittelbare Nähe der mittelmiozänen Küste zurückzuführen, auch wenn in den großen Hohlformen keine Bohrmuschellöcher auftreten. Möglicherweise sind sie als spätere Verunreinigung von oben her in den Hohlraum gelangt. Unter den Säugern, die durchwegs auf ein orleanisches Alter hindeuten, zeigen die Prämolaren von *Lagopsis* fortgeschrittene Merkmale. Auch das Auftreten zahlreicher scharfkantiger Weißjurasplitter ist für Karsthohlformen ungewöhnlich und könnte mit dem Riesereignis in Zusammenhang gebracht werden. Das Alter der Fauna ist Orleanium, doch kann damit nicht sicher gesagt werden, ob sie nicht erst später an ihren heutigen Ort gekommen ist, und ob nicht auch noch andere Elemente später eingebracht wurden, möglicherweise sogar postriesisch.

„Erkertshofen 2"

Im Steinbruch der Fa. Niefnecker s der Straße Erkertshofen—Petersbuch in WJ δ

Blatt 7033 Titting r 44 41 980 h 54 27 110

Entdecker: Durch Steinbrucharbeiter, vom Besitzer, Herrn Niefnecker, an Dr. Viohl, Jura Museum, Eichstätt, gemeldet. Erste Materialgewinnung am 8. 10. 1974.

Inv.-Nr. 1974 XIV

Die Fundstelle lag in einem Spaltensystem, das 1974/75 auf der Bruchsohle aufgeschlossen war. Es handelt sich um den Kreuzungspunkt zweier Spaltenzüge, an dem beide rechtssinnig versetzt sind. Die Hauptspalte, auf die die Fossilführung sich konzentriert, streicht ca. 35° NNE. Sie teilt sich an der Kreuzungsstelle auf. Fossilien fanden sich vor allem im östlichen Spaltast. Die Querspalte streicht etwas unregelmäßig ca. 120° ESE und enthält nur spärliche Fossilien. Beide Spalten werden bis 80 cm breit.

Die Füllung der Hauptspalte war einheitlich gelbbrauner Lehm mit Manganflecken, nur stellenweise war der Ton etwas rötlich. In diesen Partien, vor allem in der östlichen Teilspalte fanden sich die größten und vollständigsten Fossilien. In den übrigen Teilen der Spalte waren dagegen vor allem abgerollte Splitter und Einzelzähne verbreitet. Die Querspalte zeigte bevorzugt eine dunkler getönte Füllung mit stärkerem Rotanteil, enthielt jedoch kaum Fossilien. Beiden Spaltenlehmen gemeinsam ist der Mangel an Sand. Verkieselungsrückstände sind häufig. Eine Schichtung war nicht feststellbar.

Fauna: Urodela
Anura
Lacertilia
*Ophisaurus* sp.
Ophidia
Testudinata
Strigidae
Erinaceidae
Talpidae
Soricidae

Chiroptera
*Pseudarctos socialis*
*Cynelos rugosidens*
*Cynelos helbingi*
*Pseudaelurus* sp.
*Steneofiber* aff. *eseri*
*Ligerimys* sp.
*Apeomys* sp.
Gliridae
*Democricetodon* sp.
*Neocometes* sp.
*Melissiodon* sp.
*Prolagus vasconiensis*
*Prolagus schnaitheimensis*
*Gomphotherium* cf. *angustidens*
*Aceratherium* sp.
*Brachypotherium* sp.
*Anchitherium aurelianense*
*Taucanamo* aff. *sansaniense*
cf. *Listriodon lockharti*
*Procervulus aurelianensis*
cf. *Lagomeryx* sp.
*Palaeomeryx* cf. *eminens*
*Eotragus* sp.

Alter: Die Assoziation typisch orleanischer Elemente wie *Ligerimys, Melissiodon, Procervulus, Prolagus vasconiensis, Prolagus schnaitheimensis* mit moderneren Cricetodonten und Proboscidiern verweist die Fundstelle ins höhere Orleainum. Trotz einiger Unterschiede in der Faunenzusammensetzung ließ sich eine Altersverschiedenheit von „Erkertshofen 1" (Fahlbusch 1966) noch nicht nachweisen.

„Raitenbuch 2"
Steinbruch n der Straße von Reuth a. Wald nach St. Egid in WJ δ
Blatt 6932 Nennslingen r 44 37 450 h 54 29 920
Entdecker: Heissig 12. 4. 1976 Inv.-Nr. 1976 XIII

Die Spalte liegt im E-Teil des Bruches, parallel zur N-Wand von der sie 4 m entfernt ist. Sie streicht etwa NE und wird 20—80 cm stark. Der Inhalt besteht aus gelbbraunem, ungeschichtetem Lehm mit schwarzen Manganoyd-Knollen. Sand und andere Komponenten sind nur schwach vertreten.

Fauna: Amphibia
*Ophisaurus*
Testudinata
Aves
Soricidae
Erinaceidae
*Sciurus* sp.
*Ligerimys florancei*
*Cotimus* cf. *medius*
*Prolagus vasconiensis*
cf. *Procervulus* sp.

Alter: Die Nagerfauna ist typisch für höheres Orleanium, die Altersbeziehungen zu ähnlichen Spaltenfüllungen können aber nicht näher bestimmt werden.

„Petersbuch 2"
Im Steinbruch der Fa. Volkert e Petersbuch im WJ δ
Blatt 7033 Titting r 44 41 310 h 54 26 880
Entdecker: H. Eisen, Bruchleiter, Meldung an Herrn Dr. Viohl, Juramuseum, Eichstätt. Erste Untersuchung März 1977 Inv.-Nr. 1976 XXII

Die Fundstelle besteht aus einem Spaltensystem im östlichen Teil des Bruches. Mehrere etwa N—S streichende Spalten werden durch eine NW—SE streichende Spalte verbunden, die die Hauptmasse der Fossilien geliefert hat. Das Spaltensystem ist von etwa 3 m unter Gelände bis zur Bruchsohle fossilführend.

Die Spalten sind nahe der Sohle bis zu 1 m breit und verschmälern sich nach oben.

Der Inhalt ist ein rötlichbrauner Lehm mit Eisenoxydknollen und Bruchstükken von schaligen Phosphatknollen. Kieselige Verwitterungsrelikte aus dem Weißjura sind häufig; Sand fehlt. Auch die Fossilien sind z. T. phosphatisiert. Im hangenden Bereich ist der Inhalt mancher Spalten kalkig verfestigt. Schichtung konnte nicht festgestellt werden. Auffällig ist die vollständige Erhaltung auch feinster und zartester Kiefer mit Bezahnung.

Flora: *Celtis* sp.

Fauna: Urodela
Anura
Ophidia
Lacertilia
*Ophisaurus* sp.
Testudinata div. sp.
Aves div. sp.
*Peratherium* sp.
Erinaceidae
Talpidae
Soricidae
*Cordylodon intercedens*
Chiroptera div. sp.
*Cynelos rugosidens*
*Pseudaelurus* sp.
*Ischyrictis* sp.
Mustelidae div. sp.
*Sciurus* aff. *fissurae*
*Steneofiber* aff. *eseri*
Gliridae div. sp.
*Ligerimys* sp.
*Democricetodon* sp.
*Melissiodon* sp.
*Prolagus vasconiensis*
*Prolagus schnaitheimensis*
*Gomphotherium angustidens*
*Aceratherium* sp.

*Brachypotherium* sp.
*Anchitherium aurelianense*
*Taucanamo* aff. *sansaniense*
cf. *Listriodon lockharti*
*Cainotherium* sp.
cf. *Lagomeryx* sp.
*Procervulus aurelianensis*
*Palaeomeryx* sp.

Alter: Die Faunengemeinschaft entspricht einem höheren Orleanium. Eine genauere Einstufung und eine Bewertung ihres zeitlichen Verhältnisses zu „Erkertshofen 2" ist erst nach eingehender Bearbeitung möglich.

„Rothenstein 2"
Im Straßeneinschnitt beim Lohrmannshof in WJ ε
Blatt 7032 Bieswang r 44 34 240 h 54 24 190
Entdecker: Heissig 24. 10. 1977 Inv.-Nr. 1977 XVIII

Bei Straßenbauarbeiten im Herbst 1977 wurde die Straße von Eichstätt nach Weißenburg im Bereich der Hügelkuppe wsw des Lohrmannshofes tiefer eingeschnitten. Dabei wurde etwa an der höchsten Stelle der Kuppe auf der NE-Seite der Straße eine kleine Karsthohlform freigelegt, deren Umrisse sich bei der Entdekkung nicht mehr feststellen ließen. Sie liegt mit vielen anderen ähnlichen Hohlformen in sehr stark verkarstetem Dolomit des Weißjura ε und erreicht etwa eine Breite von 1 m.

Die Füllung besteht von etwa 4—1 m unter Gelände aus einem fleischroten Spaltenkalk, einem sekundär aufgekalkten Spaltenlehm, der partienweise noch unverkalkt geblieben ist. Die Fossilien sind vorwiegend Reste von Großtieren, meist stark zerbrochen.

Fauna: Testudinata
Insectivora ind.
*Democricetodon* sp.
*Melissiodon* sp.
*Prolagus* aff. *schnaitheimensis*
Rhinocerotidae ind.
cf. *Procervulus* sp.

Alter: Die Fauna bietet mit *Melissiodon* und *Democricetodon* eine Assoziation des höheren Orleaniums. Die Armut an Kleinsäugern erlaubt keine nähere Einstufung. Der *Prolagus* scheint über die Entwicklungshöhe der Formen von „Erkertshofen 2" und „Petersbuch 2" hinauszugehen.

## 2.6 Astaracium

„Rothenstein 1"
Im aufgelassenen Steinbruch an der Straße nach Pappenheim in WJ δ (Fa. Schneid)
Blatt 7032 Bieswang r 44 30 930 h 54 25 520
Entdecker: Heissig 7. 5. 1975 Inv.-Nr. 1975 XXIV

Die Spalte bildet den Ostteil der etwas überhängenden N-Wand des Bruches und besteht aus mindestens zwei nach E divergierenden Teilspalten von 30—80 cm Breite.

Der stellenweise undeutlich geschichtete Spaltenlehm ist meist etwas sandig und wechselt sehr stark in der Färbung, es kommen gelbbraune, violettrötliche und grünliche Partien vor, ohne daß die Fossilführung dazu irgendwelche Beziehung zeigt.

Fauna: Ophidia
Lacertilia
Testudinata
Erinaceidae
Insectivora ind.
*Sciurus* sp.
*Keramidomys* sp.
*Democricetodon* cf. *minor*
*Democricetodon* cf. *affinis mutilus.*
*Prolagus oeningensis*
*Lagopsis verus*
*Gomphotherium* sp.
Rhinocerotidae ind.
*Palaeomeryx* sp.

Alter: Die Fauna zeigt die typische Assoziation des Astaraciums. Eine nähere Einstufung erlauben die Cricetodonten, die auf ein tieferes Astaracium hindeuten.

„Hürth 1"
Im Steinbruch des Franken-Schotterwerks s Dietfurth an der $B_2$
Blatt 7031 Treuchtlingen r 44 21 090 h 54 21 480
Entdecker: Heissig 1974 Inv.-Nr. 1974 XXIII

Die Fundstelle liegt in einer sehr dünnen Spalte, die 1974 als Südwand der mittleren Sohle, gegenüber dem Abkipptrichter aufgeschlossen war. Sie streicht etwa E—W und steht im Zusammenhang mit einer nach S fallenden Abschiebung. Die Füllung bestand aus einem rot-grün fleckigen stark sandigen Lehm, der noch deutlich als Versturzbreccie zu erkennen war. Besonders charakteristisch waren violettrötliche und violettbräunliche Farben. An Fossilien hat die Fundstelle fast nur Reste von Süßwasserfischen geliefert.

Fauna: Pisces div. sp.
Amphibia
Lacertilia
Testudinata
Insectivora
Eomyidae
*Democricetodon* sp.
*Prolagus* sp.

Alter: Die spärliche Fauna erlaubt eine Einstufung in höheres Orleanium oder tieferes Astaracium.

## 2.7 Altpleistozän

„Laisacker 1"
Im kleineren nördlichen Bruch der Korallenkalke von Laisacker
Blatt 7232 Burgheim Nord r 44 38 500 h 54 01 670
Entdecker: Heissig 1972

Unregelmäßige Hohlräume in der Verwitterungszone der Nordwand. Die Füllung besteht aus rötlichem und violettrötlichem Lehm, der zwischen den Weißjurablöcken unregelmäßig hindurch zieht.

Fauna: *Mimomys* sp.
*Equus* sp.

Eine Einstufung in das ältere Pleistozän ist damit möglich.

„Weißenburg 11"
Im Heckelbruch der Fa. Grundmann e Weißenburg, in WJ δ
Blatt 6932 Nennslingen r 44 28 300 h 54 31 070
Entdecker: Heissig 3. 7. 1975 Inv.-Nr. 1975 XXVIII

Die Spalte bildet den östlichen Teil der NW-Wand im Westteil des Bruches. Von ihr geht etwa 4 m über der Sohle ein röhrenförmiger Karsthohlraum nach W in die Wand. Aus diesem stammen die reinsten Proben.

Die Spalte enthält im tieferen Teil ein geschichtetes, gelb-braunes oder schwärzliches, sandiges und bohnerzreiches Sediment, das dem von „Weißenburg 10" gleicht. Nach oben wird die Schichtung undeutlich und rötliche Töne setzen ein. Die nach W abzweigende Röhre enthält einen sehr einheitlich violettrötlich gefärbten, sandarmen Lehm. Die Situation ließ eine Aufarbeitung eines ursprünglich miozän verfüllten Karstsystems vermuten. Dazu wurden im Übergangsbereich von gelbbraunem Sandlehm zu rötlichem Lehm drei übereinanderliegende Proben entnommen.

Fauna (in der seitlichen Röhre):
Insectivora ind.
Soricinae
Lagomorpha
*Glis* sp.
Gliridae div. sp.
Murinae

Fauna aus der untersten Probe: *Testudo* sp., Soricidae, Muridae
Fauna aus der mittleren Probe: Gastropoda, Soricinae, *Keramidomys,* Gliridae
Fauna aus der obersten Probe: Gastropoda, Soricinae, Mustelidae, Gliridae, Murinae, Microtinae (bewurzelt), Selenodontia

Alter: Die Fauna kann mit rotzähnigen Soricinae und bewurzelten Microtinae als älteres Pleistozän angesehen werden. Im Übergangsbereich der verschiedenen Farben in der Hauptspalte ließ sich bis in die tiefsten Teile eine Einmischung pleistozäner Elemente nachweisen, doch sind in der unteren und mittleren Probe mit *Testudo* und *Keramidomys* jeweils auch geringe Miozän-Anteile nachgewiesen. Da im Bereich des reinen sandigen Lehmes überhaupt keine Fossilien gefunden wurden, belegen diese beiden Stücke möglicherweise die Aufarbeitung höherer, etwas weniger fossilarmer Partien der ursprünglichen Füllung.

## 3. Neue Daten zu bereits bekannten Fundstellen

„Möhren 7" (Heissig 1970, S. 333)

Im Gegensatz zur ersten Beschreibung muß betont werden, daß die Funde auf der Steinbruchhalde, die ursprünglich mit der Bezeichnung „Möhren 7" geführt wurden, nichts mit der unmittelbar dahinter in der Bruchwand liegenden Spalte zu tun haben. Diese wird oben (S. 245) mit der Bezeichnung „Möhren 11" skizziert. Für die Herkunft des Haldenmaterials kommt kaum eine andere Stelle als die Nordwand des Bruches in Frage. Dort liegt die Spalte „Möhren 16" (S. 247), die in Fazies, Färbung und Fossilerhaltung dem Haldenmaterial gleicht. Obwohl es bei der Ausweitung des Abbaues nach W nicht möglich war fossilführendes Material aus der Verlängerung der Nordwand zu erhalten, ist doch das an einem Block von Weißjura aus diesem Bereich anhaftende Material („Möhren 14", S. 246) ein Hinweis, daß die Kluft, die die heutige Nordwand bildete, ein Material der entsprechenden Fazies führte. Die unter den Bezeichnungen „Möhren 7, 14 und 16" geführten Fundkomplexe werden daher für die Ermittelung ökologischer Daten gemeinsam behandelt.

„Möhren 13" (Heissig 1973)

Nachdem seit dem ersten Bericht zwei größere Grabungen an dieser Stelle durchgeführt wurden, sind neben zahlreichen Ergänzungen der Faunenliste auch weitere geologische Daten dazugekommen.

Zusätzliche Arten:

*Cryptopithecus alcimonensis*
*Shamolagus franconicus*
*Plagiolophus* aff. *minor*
*Plagiolophus* sp.
*Dichobune fraasi*
*Entelodon* cf. *deguilhemi*
*Tapirulus* aff. *hyracinus*
*Dacrytherium* cf. *saturnini*
*Diplobune bavarica*
*Lophiomeryx* aff. *angarae*
*Pseudogelocus scotti*
*Gelocus villebramarensis*

Zu streichen sind dagegen:

Lutrinae (beruht auf Humeri von *Cryptopithecus)*
*Plagiolophus javali* (Artbestimmung trifft nicht zu)
Rhinocerotidae ind. (gehört zu den vorhandenen Arten)

Alter: Obwohl die *Pseudosciurus*-Reste kleinwüchsig und primitiv sind, sich also kaum von „Möhren 7" unterscheiden lassen, zeigen Fortschritte im Entwicklungsstadium von *Entelodon* und *Gelocus*, daß die Fundstelle ein etwas höheres Niveau einnimmt als „Möhren 7". Beide Artiodactylen-Arten stehen dem Stadium von „Ronheim 1" näher, während sich *Pseudosciurus* primitiv verhält. Trotz der geologischen Beziehung zu den Süßwasserablagerungen des höheren Sueviums muß „Möhren 13" dem tiefen Suevium zugerechnet werden.

Biostratinomie: Die Grabungen haben gezeigt, daß eine klare Sortierung der Wirbeltierreste nach der Größe zu beobachten ist. Die Größe der Stücke nimmt von

NE nach SW auf eine Distanz von 5 m so stark ab, daß im NE fast keine, im SW fast ausschließlich Kleinsäugerreste auftreten. Diese Verteilung läßt sich nur durch einen fluviatilen Ausleseprozeß erklären. Damit handelt es sich um keine typische Karst-Fundstelle, sondern um eine echte Seife, deren Erhaltung allerdings nur im Karstrelief möglich war. Auch die Entstehung der Seife geht wohl auf Strömungsbedingungen zurück, die durch die aufragenden Jura-Riffe geprägt waren.

Die Abrollung der Stücke betrifft vor allem Schildkrötenreste. Man wird also in erster Linie für diese einen Ferntransport annehmen müssen, dagegen nur für einen kleineren Teil der übrigen Komponenten.

„Ronheim 1" (Trischler & Winkler 1968)

Seit der ursprünglichen Beschreibung wurden außer der Bearbeitung einzelner Faunenelemente keine weiteren Daten über diese Fundstelle publiziert. Zur Geologie sind nur wenige Ergänzungen anzubringen: Der Inhalt zeigt z. T. senkrechte Strukturierung, ist also durch Sackung oder Versturz an seine heutige Stelle gekommen. Es sind zahlreiche Phosphorit-Schwarten eingelagert (freundl. Hinweis durch D. Müller). Abrollung wurde selten beobachtet.

Zur Huftierfauna soll hier eine vervollständigte Liste gegeben werden; die in der ursprünglichen Liste enthaltenen Arten sind mit * gekennzeichnet.

*Eggysodon* sp.
*Ronzotherium* cf. *filholi*
*Plagiolophus* cf. *minor**
*Dichobune fraasi*
*Entelodon degüilhemi*
*Propalaeochoerus* aff. *paronae*
*Bunobrachyodus* sp.
*Diplobune quercyi*
*Diplobune bavarica**
*Dacrytherium ovinum**
*Tapirulus* aff. *hyracinus*
*Paroxacron bergeri* n. sp. (S. 270)
*Plesiomeryx cadurcensis*
*Pseudogelocus scotti*
*Gelocus villebramarensis*
*Bachitherium curtum*
cf. *Amphitragulus* sp.

Alter: Die Bearbeitung durch Schmidt-Kittler (1971) hat ergeben, daß es sich um eine der jüngsten Faunen mit *Pseudosciurus suevicus* handelt. Dem entspricht die Feststellung von D. Müller (1972), daß die Fundstelle eine deutlich jüngere Schneckenfauna führt als die übrigen Spalten mit Roterdekalk-Füllung. Damit ist die Fundstelle in den höchsten Teil des tieferen oder in das mittlere Suevium zu stellen, denn die Fundstellen des höheren Sueviums führen nur mehr *Suevosciurus ehingensis*.

Abb. 1: Die Verbreitung fossilführender Spaltenfüllungen im südlichen Fränkischen Jura und im Riesgebiet (Kartenunterlage aus GALL & MÜLLER 1977). Spaltenfüllungen, die in DEHM (1961, Abb. 5) angegeben sind, werden hier nicht mehr namentlich aufgeführt. — 1. Burgmagerbein 1—5, 2. Oppertshofen 1—2, 3. Schaffhausen 1, 4. Mauren 1, 5. Ronheim 1, 6. Rohrach 1, 7. Möhren 2—23, 8. Hürth 1, 9. Haag 1—2, 10. Treuchtlingen 1—2, 11. Grafenmühle 1—5, 12. Schambach 1, 13. Weißenburg 1—11, 14. Rothenstein 1, 15. Rothenstein 2, 16. Raitenbuch 2, 17. Schernfeld 1, 18. Petersbuch 1—2, 19. Erkertshofen 1—2, 20. Laisacker 1. Die von DEHM (1978) publizierten Fundstellen sind mit aufgenommen.

## 4. Zur geologischen Bedeutung tertiärer Spaltenfüllungen

### 4.1. Das Auftreten von Spaltenfüllungen im südlichen Frankenjura

Die Maxima in der stratigraphischen Verteilung liegen im Unter- bis Mitteloligozän (Headonium und tiefes Suevium), danach ein weniger ausgeprägtes im Mittelmiozän und ein letztes im Altpleistozän. Dazwischen liegen Minima im Oberoligozän und im Pliozän. DEHM (1961) bezieht auch die Schwäbische Alb mit ein, wo die Verhältnisse anders liegen, so daß zwar das Maximum im Mitteloligozän bleibt, im übrigen aber ausgeglichene Zahlen zu beobachten sind. Betrachtet man nur den Bereich südlich und östlich des Rieses, so ergibt sich folgende Verteilung:

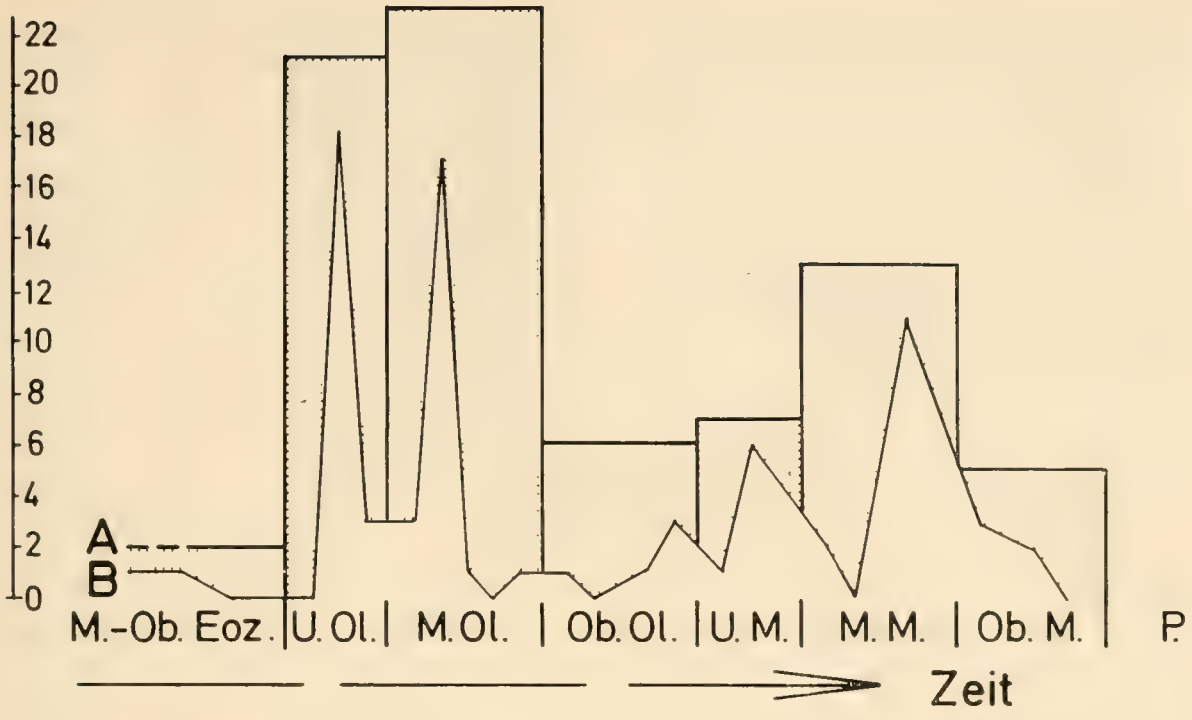



Abb. 2: Zeitliche Häufungen der Karstfundstellen im südlichen Fränkischen Jura. Die unter dem Säulendiagramm (A) eingezeichnete Linie (B) zeigt die Verteilung auf noch kürzere Zeitabschnitte (etwa den „Zonen" Thalers [1966] entsprechend), ist jedoch mit größeren Unsicherheitsfaktoren belastet, da viele der früheren Fundstellen nicht mehr so genau eingestuft werden können.
Die von Dehm (1978) publizierten Fundstellen sind mit berücksichtigt. Eoz = Eozän, Ol = Oligozän, M = Miozän, P = Pliozän.

Daß die Maxima in Wirklichkeit noch schärfer auf sehr kurze Zeiträume beschränkt sind, läßt sich zwar erkennen, doch sind viele, insbesondere aus der älteren Literatur bekannte Vorkommen einer feineren Einstufung nicht mehr zugänglich, so daß die Unsicherheit zu groß wird. Es sei nur darauf hingewiesen, daß beide Hauptmaxima mit besonders großer Meeresverbreitung im Molassebecken zeitlich zusammenfallen.

Die Fundstellen, die diese Maxima bilden, treten in ihrer Häufung auch räumlich in verschiedenen Bereichen auf. Die des Headoniums und Sueviums finden sich vor allem zwischen der Treuchtlinger Bucht und dem Ries, die das Orleaniums im Umkreis des Schernfelder und Raitenbucher Forstes.

Die räumliche Verteilung der Fundstellen ist immer durch die Aufschlußverhältnisse stark geprägt. Außer Diskussion bleibt das Fehlen aller tertiären Spaltenfüllungen östlich von Ingolstadt und im nördlichen Frankenjura, das schon Dehm (1935) erkannt und gedeutet hat. Dagegen dürfte Aufschlußmangel die Ursache für die dünne Streuung von Fundstellen im Schernfelder und Raitenbucher Forst, im Bereich nördlich von Dillingen und im Umkreis von Monheim sein. Daß auch weiter im Osten der Bereich südlich der Altmühl arm an fossilführenden Spaltenfüllungen ist, dürfte vielleicht ähnliche Gründe haben, wie sie Dehm (1935) für den östlichen und nördlichen Frankenjura annimmt. Hier sind die bekannten Karsthohlräume

vorwiegend mit kretazischen Relikten, oder aber mit jungen Lehmen gefüllt. In den verbleibenden Gebieten sind aber die Aufschlußverhältnisse so, daß die Verteilung der Fundstellen deutliche Häufigkeitsschwankungen erkennen läßt: In den ausgedehnten Steinbruchrevieren im Weißjura nördlich von Eichstätt fehlt Oligozän völlig. Dagegen ist der ganze Bereich zwischen dem Meridian von Treuchtlingen dem östlichen Riesrand und Heidenheim/Mfr. frei von miozänen Spaltenfüllungen. Erst weit im Süden zwischen dem Ries und Donauwörth finden sich oligozäne und miozäne Spalten im gleichen Gebiet. Zwischen dem Bereich ausschließlich oligozäner und ausschließlich miozäner Spaltenfüllungen liegt ein Streifen in dem sowohl oligozäne als auch jüngere Spaltenfüllungen vorkommen. Interessant ist, daß die einzige echte Durchmischung zweier tertiärer Spaltenfüllungen (Haag 1 und Haag 2) in diesem Gebiet liegt. Alle anderen Umlagerungsvorgänge sind so geringfügig, daß sie allenfalls als Verunreinigung jüngerer Spalten mit wenigen umgelagerten Stücken zu werten sind.

Die Fundstellen, die den Minima der zeitlichen Verteilung zugehören, liegen im Gebiet zeitlich benachbarter Maxima — die beiden eozänen Spalten im Bereich der unter-mitteloligozänen, die obermiozänen im Bereich der Mittelmiozänen. Sieht man vor der räumlich weit isolierten Fundstelle Gaimersheim ab, so liegen alle oberoligozänen und untermiozänen Fundstellen in den Gebieten, wo sowohl unteroligozäne als auch mittelmiozäne Fundstellen vorkommen.

Diese Verteilung deutet darauf hin, daß während des Tertiärs keineswegs gleichbleibende Bedingungen für den Reichtum der Alb an fossilführenden Spaltenfüllungen verantwortlich sind, sondern, daß solche Bedingungen immer wieder kurzzeitig und in verschiedenen Regionen auftraten. Bezieht man die schwäbische Alb mit in die Betrachtung ein, so ergeben sich z. T. ganz andere zeitliche Maxima, die aber nur gebietsweise auftreten (Dehm 1935, 1961, 1961 a).

### 4.2 Vorstellungen zur Bildung fossilführender Spaltenfüllungen

Drei Vorgänge sind bei der Beurteilung fossilführender Karsthohlräume, wie sie heute vorliegen, wesentlich: Bildung und Verfüllung der Hohlräume, die Anreicherung der Fossilien, die Erhaltung der Spaltenfüllungen.

Die Bildung der Hohlräume ist zeitlich und in ihren Bedingungen am schwersten zu fassen. Es steht die Zeit von der mittleren Oberkreide bis zu der Verfüllung des Hohlraumes zur Verfügung. Die Aufarbeitung und der Versturz von vorhandenen Füllungen im Tertiär zeigt, daß die Verkarstung wie heute auch im ganzen Tertiär aktiv war. Über die Vorfluter und die Lage der damaligen Oberfläche läßt sich nur an wenigen Stellen etwas aussagen. Meist verkieselte Relikte heute abgetragener Schichtglieder des Weißjura in manchen Spalten erlauben stellenweise die Aussage, daß die Abtragung des Juras seit dem Alttertiär nur wenige Zehner von Metern ausgemacht haben kann.

Die Verfüllung der Hohlräume wird stets dadurch bedingt, daß der Karstwasserspiegel steigt. Das kann weiträumig regionale aber auch örtlich eng begrenzte Ursachen haben. Ist aber erst der tief gelegene Abfluß plombiert, so reicht die Verfüllung meist weit über den Karstwasserspiegel. Nur so ist die über mehrere Meter in der Senkrechten verfolgbare Schichtung mancher Füllungen erklärbar.

Die Sedimentstrukturen lassen meist erkennen in welcher Beziehung eine Spaltenfüllung zum Grundwasser stand:

Eine rasche Verfüllung nach der Plombierung des Abflusses hat meist nur geringe Fossilkonzentrationen ergeben: die Sedimente sind geschichtet aber schlecht sortiert, meist feinkörnig („Möhren 4"). Langsame Verfüllungen im Bereich schwankenden Karstwassers sind gut aber unregelmäßig geschichtet, gut sortiert und führen meist stark abgerollte Fossilien. Wo sie noch autochthon erhalten sind, sind häufig Sinterlagen Anzeichen für Zeiten tiefen Wasserstandes („Möhren 19").

Füllungen, die heute verstürzt vorliegen zeigen keine Schichtung, sondern eine schlierige Struktur. Gelegentlich ist in aufgekalkten Partien noch die Schollenstruktur des Lehms erhalten („Möhren 16"). Sie belegen meist die kurzzeitige Plombierung hochgelegener Teile eines Spaltensystems.

Die Häufung von Spaltenfüllungen in Zeiten weiter Meeresverbreitung im Molassebecken spricht dafür, daß trotz vielfältiger örtlicher Bedingungen weiträumiger Grundwasseranstieg in den meisten Fällen auslösend gewirkt hat.

Über die Anreicherung der Fossilien hat Dehm (1961 a, S. 64) die wesentlichen Gedanken geäußert. Er hat nur an eine biogene Konzentration gedacht. Andere Konzentrationsmechanismen haben sich bisher für keine Spaltenfüllungen nachweisen lassen. Auch für „Möhren 13" ist sicher die Konzentration von Tieren in einem Feuchtgebiet innerhalb von trockener Umgebung der primäre, fluviatile Seifenbildung der sekundäre Grund für die Anreicherung. Im Normalfall ist jedoch zu erwarten, daß Transport der Anreicherung entgegengewirkt hat.

Auf die Erhaltung von Spaltenfüllungen ist ebenfalls Dehm (1961 a S. 63) eingegangen. Beide Ursachen, die er für den Jura anführt, erscheinen mir nicht ausreichend um die Erhaltung einer so großen Zahl von Spaltenfüllungen zu erklären. „Lange Zeit flächenhaft tiefliegender Karstwasserspiegel" müßte eher die Ausräumung von Spaltensedimenten durch ständig fortschreitende Verkarstung fördern; „geringste Oberflächenerniedrigung" schließt nur einen wesentlichen Grund für die Zerstörung von Spaltenfüllungen aus: Die Abtragung mitsamt dem umgebenden Rahmen. Um die Gründe für die Erhaltung von Spaltenfüllungen im Jura zu ermitteln, müssen auch die Formen ihrer Zerstörung betrachtet werden, die wir kennen:

1. Versturz: Zahlreiche oligozäne Karstfundstellen finden sich in seitlichen Hohlkehlen von ansonsten fossilleren Spalten. Der Verdacht liegt nahe, daß der Inhalt der Spalte, soweit sie durchgängig war, nach der Bildung der Füllung in größere Tiefen abgeglitten ist und durch fossilleeres Material ersetzt wurde.

2. Aufarbeitung: Zwei Beispiele von Aufarbeitung wurden in neuester Zeit bekannt: In der Spalte „Weißenburg 11" wurde eine fossilarme mittelmiozäne Spaltenfüllung im Altpleistozän in ein neues Karstgerinne einbezogen, teilweise aufgearbeitet und resedimentiert. Im Spaltensystem „Haag 2" finden sich zwischen den breiten oligozänen schmalere miozäne Karsthohlräume, die tief unterhalb der oligozänen Spalten in horizontale Gerinne übergehen. Während die Sedimente des Oligozäns verstürzt sind, sind die der miozänen Gerinne deutlich geschichtet. Daß oligozänes Material aufgearbeitet wurde, geht aus dem hohen Anteil oligozäner Fossilien in der miozänen Füllung hervor („Haag 1").

3. Ausräumung: Beide Fälle der Aufarbeitung sind uns nur dadurch erhalten geblieben, daß es unmittelbar im Zusammenhang mit der Ausräumung von Teilen der älteren auch zur Sedimentation der jüngeren Füllung kam. Wäre der Transport

weiter gegangen, hätte das sehr rasch zur Verdünnung der Fossilkonzentration geführt. In der Tat findet man immer wieder einzelne umgelagerte Fossilien in jüngeren Spaltenfüllungen, die auf solche Vorgänge hinweisen. Die obersten Teile fast aller Spaltenfüllungen sind von andersartigen fossilleeren Sedimenten gefüllt. Hier ist also fast überall eine vorübergehende Ausräumung nachzuweisen.

4. Abtragung: Sehr viele Spaltenfüllungen liegen heute als Abtragungsreste vor. Sie liegen meist an Talhängen, wo heute die Steinbrüche angelegt werden. Auf der Hochfläche ist dagegen keine Abtragung von Spaltenfüllungen zu beobachten. Das Fehlen einer Erniedrigung der Jurafläche ist also einer der wesentlichen Gründe für die Erhaltung von Spaltenfüllungen im Juragebiet.

Der zweite Grund ist aus der Geologie der Gebiete zu erschließen, in denen sich bevorzugt Spalten einer Altersgruppe finden: Im Hauptverbreitungsgebiet unter- und mitteloligozäner Spalten kam es im höheren Mitteloligozän zu einer Plombierung der Landoberfläche, deren Sedimente noch zur Zeit der Rieskatastrophe weit verbreitet anstanden. Im Verbreitungsgebiet der mittelmiozänen Spalten reicht die Molassesedimentation weit nach Norden und ist in Reliktarealen noch heute erhalten. Die verschiedenen flächenhaften Ablagerungen, die während des Tertiärs in mehreren Akkumulationsphasen entstanden, bilden den zweiten wichtigen Grund für die Erhaltung fossilführender Spaltenfüllungen. Erst seit dem Pliozän herrscht allgemein nur noch Abtragung, doch hat diese erst einen Teil der verschiedenen Plombierungen entfernt. Die geringe Reliefenergie der Hochfläche begünstigt die Erhaltung von Reliktgesteinen und Verwitterungslehmen.

Da die Bedingungen, die für die Verfüllung von Spaltensystemen und für die biogene Konzentration von Fossilien notwendig sind, im Bereich der südlichen Frankenalb über längere Zeit immer wieder gegeben waren, spiegelt die heutige Verteilung der karstbedingten Fossilfundstellen in erster Linie die Möglichkeit ihrer Erhaltung wieder.

## 5. Die Huftier-Arten des Mitteloligozäns

### 5.1 Perissodactyla

*Haagella peregrina* n. gen. n. sp.

Eine kleine Tapiroidea-Art mit selenodontem Bau des Metaconus, die von asiatischen oder nordamerikanischen Formen hergeleitet werden muß. Sie ist ebenso als Einwanderer zu werten wie *Protapirus*, der in anderen Spaltenfüllungen vorkommt.

Die wenigen Reste stammen alle aus der Fundstelle „Haag 2". Sie sollen hier als neue Art beschrieben werden.

Material und Maße: Inv.-Nr. 1975 XXIII

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $M^{1/2}$ | li. | L | 10,7 | Bv | 11,8 | Bh | 10,4 | H 5,3 | 2 |
| $D^2$ | li. | L | 9,1 | Bv | 7,2 | Bh | 8,5 | H 5,1 | 3 |
| $P_{3/2}$ | li. | L | 8,2 | Bv | 4,9 | Bh | 5,6 | H (5) | 4 |
| M | re. | | — | Bv | 7,1 | | — | — | 5 |

V e r g l e i c h e : Der obere Molar erlaubt es, von vorne herein nähere Beziehungen zu drei Familien der Tapiroidea auszuschließen: Bei den Isectolophiden, Lophiodontiden und Tapiriden bleiben starke Metaconusrippen auch bei den oberen Molaren erhalten; eine Verschiebung des Metaconus nach lingual findet nicht statt. Bei der vorliegenden Form sind dagegen bei dem oberen M und bei dem Milchzahn nur sehr schwache Metaconusrippen erhalten, der Metaconus des Molaren ist stark nach lingual verschoben.

Unter den verbleibenden Familien: Helaletidae, Deperetellidae und Lophialetidae, sind dagegen in unterschiedlicher Weise Tendenzen zur Verschiebung des Metaconus wirksam. Zugleich wird das Längenverhältnis der Prämolaren zur Molarenreihe verändert.

Bei den Helaletidae — zu denen RADINSKY (1967, S. 19) auch *Chasmotherium* rechnet — entwickelt sich nur die Linie von *Helaletes* und *Colodon* in Richtung der Metaconusverschiebung und Bilophodontie, doch zeigt keine der bisher bekannten Formen so lange Prämolaren (und Milchmolaren) im Vergleich zu den Molaren. *Colodon,* die späteste Form dieser Linie, erreicht eine Anbindung des Metalophs am Metaconus, während sich die vorliegende Form darin noch primitiver erweist; der Metaloph inseriert weiter mesial. In diesem Punkt ist sie der kleinen Gattung *Dilophodon* ähnlicher, von der sie sich aber im weitergehenden Verlust der Metaconusrippe und in der Verlängerung des Prämolarenabschnittes unterscheidet.

Abb. 3: *Haagella peregrina* n. gen., n. sp., Backenzähne. Alle Stücke 2:1 vergrößert; Mitteloligozän von „Haag 2"; in der Bayer. Staatssammlg. Paläont. hist. Geol., München.
a. Holotypus, $M^{1/2}$ li., 1975 XXIII 2, okklusal — b. $D^2$ li., 1975 XXIII 3, okklusal — c. M inf. re., 1975 XXIII 5, okklusal — d. $P_{2/3}$ li., 1975 XXIII 4, okklusal — e. derselbe Zahn labial

Bei den stärker spezialisierten Familien der Tapiroidea sind es vor allem die Deperetellidae, bei denen die Verlängerung der Prämolaren mit einer Verstärkung der Bilophodontie-Tendenz verbunden ist. Die bekannten Gattungen *Deperetella* und *Teleolophus* gehen jedoch in der Bilophodontie weiter als die vorliegende Form indem der Metaconus stark reduziert und der Metastylflügel abgeschwächt wird. Die Form des als $D^2$ gedeuteten Zahnes würde sogar zu der eines $P^2$ von *Deperetella* passen.

Die Ausbildung steiler Scherflächen an den longitudinalen Kanten der unteren Prämolaren, wie sie RADINSKY (1969, S. 318) bei Deperetelliden beschreibt, ist auch bei der vorliegenden Form gegeben. Alle bisher bekannten Deperetelliden sind jedoch zu hochkronig, so daß sie zumindest als Vorläufer, nicht aber als Verwandte ausscheiden.

Weder die Verlängerung des Metastyls, die RADINSKY (1969, S. 318) als charakteristisch für die Lophialetiden angibt, noch die extrem linguale Lage des Metaconus bei *Rhodopagus* und *Pataecops* lassen eine nähere Verwandtschaft zur vorliegenden Form vermuten.

S y s t e m a t i s c h - p h y l o g e n e t i s c h e S t e l l u n g : Die vorliegende Art ist durch drei Entwicklungstendenzen gekennzeichnet, die bei den Deperetelliden auftreten, die Verlagerung des Metaconus nach lingual, die Verlängerung der Prämolaren und deren Tendenz zur Ausbildung longitudinaler Scherkanten. Sie ist jedoch in der Ausbildung der Bilophodontie nicht so weit gegangen und läßt nichts von der Kronenerhöhung der übrigen Deperetelliden ahnen. Auch wenn eine gemeinsame Wurzel mit den Deperetelliden angenommen werden muß, um so mehr, da es in Asien *Deperetella*-Arten vergleichbarer Größe gibt, so kann die Art doch bei keiner der bekannten Gattungen untergebracht werden, sondern muß als Nachkömmling einer primitiven Wurzelgruppe dieser Familie angesehen werden.

Superfamilie: Tapiroidea BURNETT 1830
Familie: Deperetellidae RADINSKY 1965

Gattung: *Haagella* n. gen.

D i a g n o s e : Primitive, kleinwüchsige Deperetellidae mit niedrigen Backenzahnkronen. Prämolaren relativ verlängert mit longitudinalen Scherkanten. Metaloph der oberen Molaren vor dem Metaconus am Ectoloph inserierend. Metaconus mit schwacher labialer Rippe, weit nach lingual gerückt. Metastyl kurz, stark nach labial geknickt und dort in das angeschwollene Cingulum übergehend.

D e r i v a t i o n o m i n i s : Nach dem Fundort Haag in Mittelfranken

T y p u s a r t : *H. peregrina* n. sp.

*Haagella peregrina* n. sp.

D i a g n o s e : Merkmale der Gattung

D e r i v a t i o n o m i n i s : lat. peregrinus = fremd, einziges Vorkommen eines spezialisierten Tapirs in Europa

S t r a t u m t y p i c u m : Mitteloligozän (Suevium)

L o c u s t y p i c u s : Spaltenfüllung „Haag 2"

*Protapirus priscus* (FILHOL 1874)

Die Art tritt vom frühesten Suevium an auf, bleibt aber immer relativ selten und ist nicht an einen bestimmten Faunentyp gebunden. Wann sie von *Tapirus* abgelöst wird, ist nicht bekannt. Taxonomische Probleme treten nicht auf. Die Art wird bei ökologischen Analysen den großwüchsigen Huftieren zugerechnet.

*Eggysodon* sp.

In den meisten Faunen des tiefen Sueviums tritt ein kleineres Tier mit rhinoceroidem Zahnbau auf. Es wird lediglich in „Möhren 13" häufiger, wo etwas vollständigere Reste bekannt sind. Da ihm keine Incisiven zugeordnet werden können, die in der für Rhinocerotidae typischen Weise spezialisiert sind, wird es, in Übereinstimmung mit der speziellen Ausformung seiner Backenzähne, zu den Hyraco-

dontiden und zwar zu *Eggysodon* gestellt. Die Art wird den großwüchsigen Huftieren zugeordnet.

*Epiaceratherium* aff. *bolcense* Abel 1910

Die mittelgroße Nashornart von „Möhren 13", die bisher an keiner anderen Fundstelle nachgewiesen wurde, kann am nächsten an das Nashorn der Monteviale-Fauna angeschlossen werden, auch wenn sie konstant in einigen Merkmalen abweicht. Zu keinem der übrigen Nashörner des europäischen Oligozäns bestehen nähere Beziehungen.

*Ronzotherium filholi filholi* (Osborn 1900)

Ein relativ großes Nashorn, das vom tiefsten Suevium an vorkommt, gehört doch zu den kleineren Vertretern von *Ronzotherium*. Es läßt sich sehr gut mit dem Holotypus von *R. filholi* aus den Phosphoriten vergleichen, auch wenn dessen Alterseinstufung nicht gesichert ist. Der Extremitätenbau, schlank und mittelhoch, ist von *R. romani* von Gaimersheim so verschieden, daß beide Formen nicht mehr als stratigraphische Unterarten einer Art geführt werden können. Die Art wird nie besonders häufig und fehlt in einigen reicheren Faunen ganz.

*Ronzotherium* cf. *velaunum* (Aymard 1853)

Der taxonomische Status des großen Nashorns von „Haag 2" ist noch vom Bearbeitungsstand der betreffenden Art abhängig. Insbesondere bleibt abzuwarten, ob „*Tongriceros hoeledenensis*" auf Milchzähnen von *R. velaunum* oder einer besonderen *Ronzotherium*-Art beruht. Der vorliegende $D_3$ zeigt wie die Zähne von „*Tongriceros*" starke tapiroide Merkmale, während der $M^3$ keine Unterscheidung der *Ronzotherium*-Arten erlaubt. Die Art ist jedenfalls deutlich größer und in den Extremitäten plumper als die gleichzeitige *R. filholi*, im Gebiß größer aber in den Extremitäten schlanker als *R. romani*. Die Form ist bisher nur von einer Fundstelle bekannt.

*Palaeotherium medium suevicum* Fraas 1869

Funde von *Palaeotherium medium* aus dem höchsten Headonium („Weißenburg 9") und dem tiefsten Suevium werden zu dieser Unterart gestellt, ohne daß sie eine genauere Analyse erlaubten. Ihr Auftreten gemeinsam mit Elementen der oligozänen Einwanderungswelle belegt erstmals auch in Süddeutschland das Niveau, das nach Franzen (1968 S. 163) durch den Vaulruz-Sandstein in der Schweiz und durch Soumailles in Frankreich belegt ist.

*Palaeotherium duvali* Pomel 1853

Ein kleinwüchsiges *Palaeotherium*, das zu den bisherigen Funden dieser Art keine Unterschiede aufweist, tritt ebenfalls noch im tiefsten Suevium auf, obwohl es bereits im höchsten Headonium von Frohnstetten fehlt. Das dürfte wohl ökologische Gründe haben. Auch in der mit Frohnstetten etwa gleichzeitigen Fundstelle „Weißenburg 9" kommt es vor.

*Plagiolophus fraasi* H. v. Meyer 1852

Unter den Palaeotheriidae betrifft das Aussterben im Zuge des oligozänen Faunenwechsels nicht nur die Arten der Gattung *Palaeotherium* sondern auch die größte

Art von *Plagiolophus, P. fraasi.* Die Reichweite der Art ist jedoch offenbar nicht überall gleich. So wird die Art von Ronzon und sogar von Villebramar zitiert (Stehlin 1905 S. 323) während sie in Süddeutschland bisher ganz auf die Stufe von „Möhren 19" beschränkt ist und später nicht mehr auftritt. Wenn hier keine Fundlücke vorliegt, müssen regionale Unterschiede in der synökologischen Entwicklung angenommen werden.

*Plagiolophus minor* (Cuvier 1804)

Während im tiefsten Suevium von „Möhren 19" noch ein typischer *Plagiolophus minor* auftritt, haben alle jüngeren Vorkommen konstant eine geringere Größe, die in Kombination mit einigen morphologischen Abweichungen eine jüngere, kleinere Unterart vermuten läßt.

Die bisher jüngsten Funde stammen von „Ronheim 1", also aus tieferem Suevium.

*Plagiolophus* sp.

In „Möhren 13" kommt eine Form von *Plagiolophus* vor, die in der Größe zwischen *P. fraasi* und *P. minor* steht, in den Merkmalen aber von beiden deutlich verschieden ist. Ihre Verwandtschaftsbeziehungen sind nicht leicht zu klären. Nimmt man in Analogie zu *P. minor* eine Größenabnahme von *P. fraasi* an, so steht dem eine Zunahme in Frankreich gegenüber. Es könnte also nur eine regional begrenzte Entwicklung gewesen sein, die artlich abzutrennen wäre.

## 5.2 Artiodactyla

*Dichobune fraasi* Schlosser 1902

Die stratigraphische Reichweite dieser relativ großen *Dichobune*-Art konnte anhand der jüngeren Funde bis in den mittleren Bereich des Sueviums („Ronheim 1") verfolgt werden. Morphologische Veränderungen spielen sich während dieser Zeit nicht mehr ab. Die Funde sind immer relativ selten wo sie überhaupt vorkommen.

*Entelodon magnum antiquum* Repelin 1919

Es ist nur ein Bruchstück eines oberen Molaren bekannt, das in der Größe deutlich hinter *A. magnum* zurückbleibt. Ob der einzelne Incisiv von „Möhren 11" hierher oder zu einem typischen *A. magnum* gehört, ist nicht bestimmbar.

*Entelodon* cf. *deguilhemi* Repelin 1919

Außer den gut erhaltenen Exemplaren von „Möhren 13" sind nur vereinzelte Bruchstücke etwa entsprechender Größe bekannt. Die vollständigen Stücke entsprechen in der Größe *E. deguilhemi,* weichen aber in einigen Merkmalen ab. Die Wertung dieser Abweichungen kann erst eine eingehende Untersuchung erbringen.

*Propalaeochoerus* aff. *paronae* Piaz 1930

Eine kleine Suidenart ist in mehreren Spaltenfüllungen vertreten. Ihre Größe scheint etwas zuzunehmen und entspricht etwa der von *P. pusillus* Ginsburg 1974. Der Merkmalsbestand, insbesondere der oberen Molaren zeigt jedoch noch primitivere Züge wie betonte Längskanten zwischen den äußeren Höckern und eine, unter

Einbeziehung des Cingulums gebildete hohe Innenschwelle. Diese Merkmale entsprechen der kleinen Art *P. paronae* vom Monteviale.

*Anthracotherium „monsvialense"* Zigno 1888

Die *Anthracotherium*-Art von „Möhren 13" stimmt genau mit den Funden von Monteviale überein. Bevor jedoch deren Selbständigkeit oder Synonymie gegenüber *A. alsaticum* nicht geklärt ist, kann der Artname nur provisorisch angegeben werden.

*„Elomeryx" porcinus* (Gervais 1859)

Die größere der beiden selenodonten Anthracotherienarten von „Möhren 13" stimmt in Größe und Zahnbau mit *„E." porcinus* voll überein. Da eine Revision dieser sehr stark zur Aufspaltung neigenden Gruppe dringend nötig erscheint, kann der Name *Elomeryx* vorerst nur als provisorisch angesehen werden. Sicher ist aber, daß strukturelle Unterschiede eine Vereinigung der Arten *porcinus* und *borbonicus* nicht gestatten.

*Bunobrachyodus* sp.

Diese kleinere selenodonte Anthracotherienart ist offenbar weiter verbreitet gewesen. Neben ihrem Haupt-Fundort „Möhren 13" konnte sie in stratifizierten Süßwasserkalken bei Möhren und in „Ronheim 1" gefunden werden. Sie schließt sich morphologisch sehr eng an *B. cluai* Deperet 1906 an, übertrifft diesen aber erheblich an Größe. Auch in der Zeitspanne ihres Vorkommens ist bei der süddeutschen Art eine erhebliche Größenzunahme feststellbar.

*Anoplotherium* cf. *commune* Cuvier 1904

Ein großwüchsiges *Anoplotherium* ist nur durch Gebißreste aus dem tiefsten Suevium noch bekannt. Es wird, ohne Kenntnis der Extremitäten, zunächst als *A. commune* bestimmt.

*Anoplotherium pompeckji* Dietrich 1922

Eine mittelgroße *Anoplotherium*-Art, deren Gebißreste gemeinsam mit *A. commune* gefunden wurden. Eine Entscheidung über die Stellung des Taxons ist nur nach einer Revision der Anoplotherien möglich.

*Diplobune bavarica* Fraas 1870

Diese relativ kleine *Diplobune*-Art ist vom tiefsten Suevium an nachgewiesen. Ihre Unterscheidung von *D. quercyi* beruht einerseits auf der Größe, andererseits auf wenigen strukturellen Merkmalen der unteren Molaren und Prämolaren. Beide Arten kommen in manchen Spaltenfüllungen gemeinsam vor.

*Diplobune quercyi* Filhol 1877

Diese Art, die schon im Headonium auftritt, ist etwas größer als *D. bavarica*. Zur Unterscheidung kann insbesondere das Talonid des $M_3$ dienen.

*Diplobune minor* Filhol 1877

Von Herrlingen stammen einige Reste unter denen der $M_3$ die typische Talonidstruktur von *D. minor* zeigt. Auch die Größe der Form ist geringer als die von *D. bavarica*.

*Ephelcomenus* sp.

Von „Burgmagerbein 2", also aus dem höchsten Suevium, stammt ein $M_3$, der zweifellos zu einem großen Anoplotheriden gehört, sich aber mit keiner *Diplobune*-Art identifizieren läßt. Da die jüngste bisher bekannte Anoplotherien-Gattung *Ephelcomenus* diesem Zahn in der Größe etwa entspricht, wird er vorläufig hierher gestellt.

*Dacrytherium ovinum* (Owen 1857)

Es sind bisher nur obere Molaren hierher zu stellen, die in der Größe zwischen den Stücken aus dem Quercy und *Diplobune minor* stehen. Weder obere Prämolaren noch untere Backenzähne erlauben eine gesicherte Bestimmung.

*Dacrytherium* aff. *saturnini* Stehlin 1910

Diese kleinere, nur von „Möhren 13" bekannte Art ist auch durch obere und untere Prämolaren vertreten, die ihre Stellung zu *Dacrytherium* sichern. Sie übertrifft *D. saturnini* nur wenig an Größe.

*Tapirulus* aff. *hyracinus* Gervais 1850

Die *Tapirulus*-Reste, die von mehreren Fundstellen des Sueviums vorliegen, unterscheiden sich kaum von den älteren Resten von *T. hyracinus*. Auch ihre Größe hat sich kaum verändert. Neben *Dichobune* und den beiden *Dacrytherium*-Arten liegt damit die vierte Art kleiner, aus dem Eozän heraufreichender Huftiere vor.

*Paroxacron bergeri* n. sp.

Diese Art ist charakteristisch für das Suevium. Berger (1959, S. 45 ff) beschreibt die Art aus den Phosphoriten und aus dem höheren Suevium von „Bernloch 1". Beide Fundkomplexe gehören, wie sich an Materialien aus dem tieferen Suevium zeigen läßt, zur gleichen Stammlinie, die zweifellos mit der Gattung *Paroxacron* Hürzeler 1937 zu identifizieren ist. Das Fehlen eines zweiten Diastems im Unterkiefer (zwischen $P_2$ und $P_3$), das Berger davon abgehalten hat, diese Formen, trotz ausdrücklich betonter Ähnlichkeiten des Backenzahnmusters mit *Paroxacron*, zu dieser Gattung zu stellen, entspricht der über *P. valdense* hinausgehenden Evolutionshöhe. Auch wenn keine brauchbaren Reste des Oberschädels vorliegen, sollte eine so charakteristische Form doch benannt werden. Deshalb soll der Name *Paroxacron bergeri* n. sp. dafür vorgeschlagen werden.

*Paroxacron bergeri* n. sp.

1959 cf. *Cainotherium? elongatum* Filhol (? Berger) — Berger, S. 45, Taf. 4, Fig. 5, Taf. 5, Fig. 3

1959 *Cainotherium?* n. sp. — Berger S. 47, Taf. 5, Fig. 6—10

Holotypus: re. UK $I_3$—$M_3$, Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. Nr. 1879 XV 201

Locus typicus: Mouillac

Stratumtypicum: Phosphorite des Quercy

Derivatio nominis: Zu Ehren von Dr. F. E. Berger

Diagnose: Art der Gattung *Paroxacron* ohne Diastema zwischen $P_2$ und $P_3$. Kieferunterrand stärker geschwungen als bei *P. valdense*, Angulus man-

dibulae kurz, hoch und kantig, durch eine kurze aber kräftige Incisura vasorum nach vorn begrenzt. Molaren und Prämolaren im Rahmen der Gattung, doch sind die $P_3$ und $P_4$ im Talonidabschnitt komplizierter. Innenwand der unteren M zunehmend höher.

B e m e r k u n g e n : Die Art tritt vom tiefsten Suevium an auf und scheint zu Beginn des Arverniums in *Cainomeryx* überzugehen indem die unteren Molaren eine geschlossene Innenwand aufbauen. Ansätze dazu sind im höheren Suevium erkennbar. Ob ein engerer Zusammenhang mit *P. valdense* besteht, kann vorerst nicht gesagt werden. Die Tatsache, daß der Kieferunterrand stärker geschwungen ist als bei dieser Art, aber auch als bei der späteren Gattung *Cainomeryx* spricht dafür, daß es sich um eine andere Linie handelt, die möglicherweise der Wurzel auch der Gattung *Cainotherium* näher steht.

*Plesiomeryx cadurcensis* Gervais 1873

Die wenigen Reste von kleinen Cainotheriden lassen sich am besten mit *Plesiomeryx cadurcensis* vergleichen. Die Art tritt nur an wenigen Fundstellen auf, die alle dem Suevium angehören.

*Cryptomeryx* cf. *gaudryi* (Filhol 1877)

Reste dieses kleinen Artiodactylen mit etwas vom selenodonten Typ abweichenden unteren Molaren treten vereinzelt im höheren Suevium auf.

*Lophiomeryx* aff. *angarae* Matthew & Granger 1925

Von „Möhren 13" stammt ein unterer $M_3$, der in geringer Größe und Niederkronigkeit *L. angarae* näher steht als der Typusart *L. chalaniati* aus dem jüngeren Oligozän. Er übertrifft jedoch die ältere asiatische Art an Größe.

*Pseudogelocus scotti* (Schlosser 1902)

Reste dieser kleinsten Gelocidenart sind unter verschiedensten Namen beschrieben worden: Zuerst von Schlosser 1886 als *Protomeryx* ein Name, den er bereits 1901 als präoccupiert durch *Pseudogelocus* ersetzte (Fußn. S. 32). Erst 1902 (S. 65) erfolgte die Artbenennung des Genoholotypus mit der Art *suevicus*, über die aber der in der gleichen Arbeit vergebene Name *scotti* die Zeilenpriorität besitzt, auch wenn sich der Name *suevicus* auf das ursprünglich nur mit der Gattungsbezeichnung abgebildete Stück bezieht.

Daß der als *Paragelocus scotti* beschriebene Oberkiefer und der als *Pseudogelocus suevicus* bezeichnete Unterkiefer artlich zusammengehören, kann nach der Untersuchung des überreichlichen Materials aus mehreren suevischen Spaltenfüllungen nicht mehr bezweifelt werden. Die Artbenennung muß daher *Pseudogelocus scotti* heißen.

Die Art hat sowohl in der Größe als auch in den Merkmalen eine beachtliche Variabilität. Das betrifft insbesondere die P4 in Ober- und Unterkiefer. So kann die Paraconusfalte fehlen oder stark entwickelt sein. Der untere P4 variiert vom einfachen Typ der Gattung *Gelocus* bis zu einem abgeschlossenen Talonidbecken, wie es bei *Bachitherium* verwirklicht ist. Die Art ist durch das tiefe und mittlere Suevium ohne erkennbare Größenzunahme bekannt.

*Gelocus laubei* Schlosser 1901

Von dieser kleinen Gelocidenart sind nur wenige Reste gefunden worden. Leider reichen diese nicht aus, um der Frage nachzugehen, ob es sich um einen Vorfahren von *G. communis* handelt. Die Stücke stimmen, soweit es sich um untere Molaren handelt, mit den Abbildungen Schlossers in Größe und Form überein und lassen sich trotz der mäßigen Größenunterschiede metrisch von *Pseudogelocus scotti* trennen.

*Gelocus* aff. *communis* (Aymard 1846)

Eine größere Gelocidenart von „Haag 2" wird hier auf *G. communis* bezogen, obwohl sie in der Größe diese Art etwas übertrifft. Sie steht ihr aber metrisch und morphologisch näher als der späteren *G. villebramarensis*.

*Gelocus villebramarensis* Brunet & Jehenne 1976

In „Möhren 13" das auch sonst Anklänge an die Fauna von Villebramar zeigt, kommt diese größere Gelocidenart vor. Sowohl metrisch als auch morphologisch — soweit ein Vergleich mit der Originalabbildung möglich ist, — sind keine Abweichungen des süddeutschen vom französischen Material feststellbar. Ein Nachkomme dieser Form tritt noch in „Ronheim 1" auf, wo er die Größe der Stücke von Möhren noch übertrifft, aber keine Tendenz zur Streckung der oberen Prämolaren nach vorn zeigt, wie sie für *Prodremotherium* charakteristisch ist. Eine Abstammung dieser Gattung von *Gelocus villebramarensis* ist daher unwahrscheinlich. Sehr viel mehr weisen einige Merkmale der unteren Molaren in Richtung auf größere *Amphitragulus*-Arten.

*Bachitherium curtum* Filhol 1884

Diese Art tritt erstmals in „Möhren 13" auf, ohne daß Vorläufer bekannt wären. Von da an sind immer wieder einzelne Funde bekannt. Brauchbare Unterschiede zu den recht verschiedenartigen Stücken aus dem Quercy sind nicht zu beobachten.

Gelocidae ind. sp. 1

In „Möhren 13" tritt eine weitere Gelocidenart auf, die in der Rauhigkeit der Molaren Anklänge an *Prodremotherium*, in der Form der oberen Prämolaren aber an *Amphitragulus* zeigt. Da ein zweiter Talonid-Höcker des $M_3$, wie er für *Prodremotherium* typisch ist, fehlt, kann die Art nicht zu dieser Gattung gestellt werden.

*Amphitragulus?* sp.

Ein kleiner Prämolar ($P_4$ ?) von „Ronheim 1", der ausgesprochen kurz und gedrungen ist und eine konvexe Außenwand hat, ähnelt am meisten noch manchen *Amphitragulus*-Arten. In der Größe übertrifft er *Pseudogelocus*, bleibt aber hinter *Bachitherium* zurück.

## 6. Ökologische Deutung der Huftierfaunen

### 6.1 Die Fragestellungen

Die vorliegende Studie geht von der Beobachtung aus, daß das Spektrum der vorliegenden, annähernd gleichzeitigen Faunen des tieferen Sueviums sehr verschiedenartig sein kann. Mit der Fauna vom „Möhren 13" wurde einerseits ein stark vom gewohnten Bild abweichender Faunentyp, andererseits eine so reiche Fauna gefunden, daß man annehmen kann, daß fast alle damals in diesem Gebiet vertretenen Arten auch in ihr repräsentiert sind.

Von dieser Beobachtung ausgehend, lassen sich folgende Fragen stellen:

1. Können die verschiedenen Faunenspektren nach der Häufigkeit bestimmter Arten definiert werden?
2. Können diese Faunenspektren bestimmten Lebensräumen der damaligen Zeit zugeordnet werden und wie genau lassen sich diese umschreiben?
3. Kann aus der Häufigkeit bestimmter Arten in diesen Faunen etwas über ihre Autökologie gesagt werden?
4. Kann aus der zeitlichen Abfolge verschiedener Faunen, aber auch aus der zeitlichen Verbreitung der verschiedenen Arten etwas über die Veränderung des Klimas ausgesagt werden?

### 6.2 Die Faunenspektren

#### 6.2.1 Verfälschungen

Eine wichtige Frage ist die nach der Realität der Faunenspektren. Wie spiegelt sich das Artenspektrum im Einzugsbereich einer Fundstelle in der überlieferten Thanatocoenose wieder? Welche Verfälschungen sind bei der Bildung der Fundstellen, welche bei der Diagenese, welche bei der Gewinnung der Funde eingetreten?

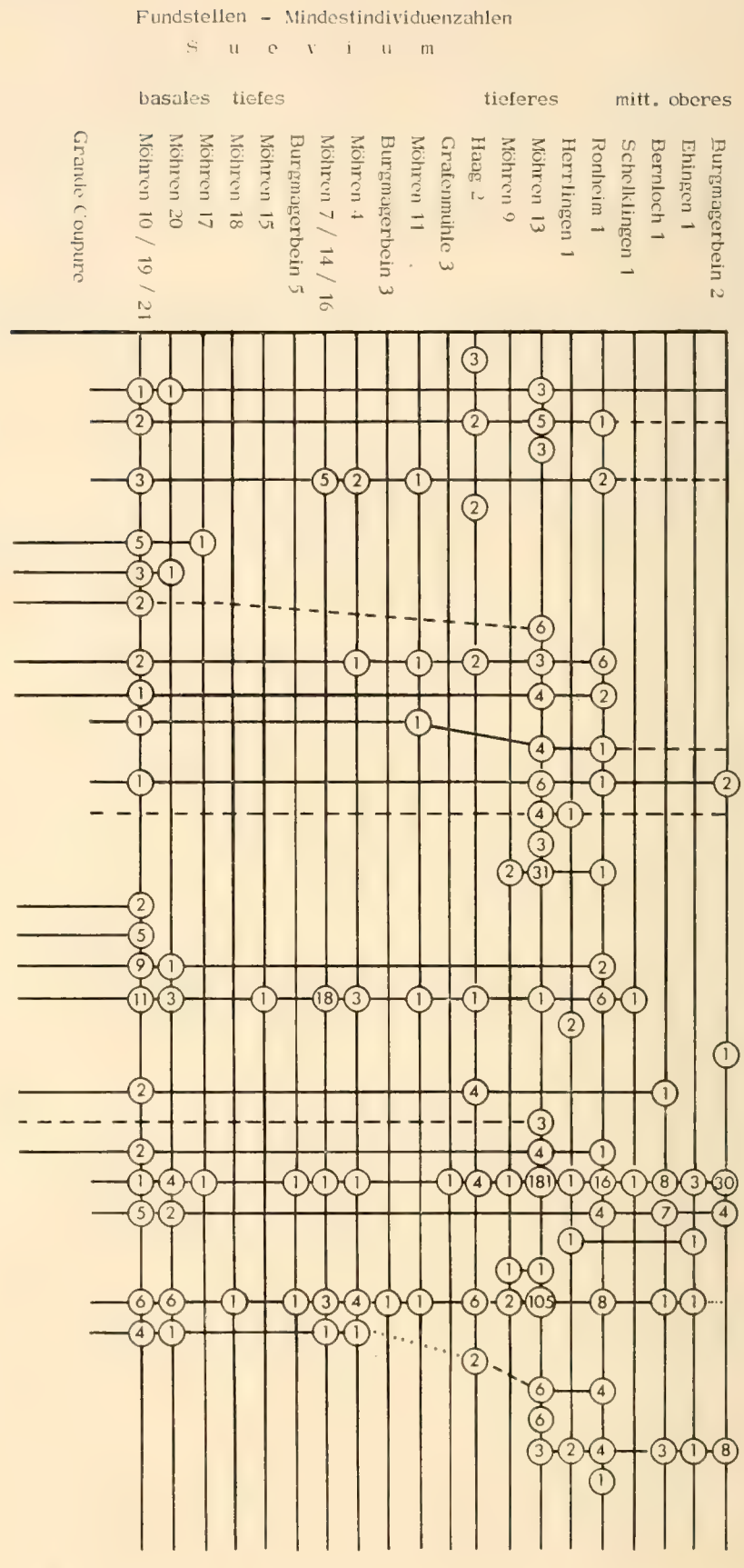
Eine erste Verfälschung ist von den Lebens- und Sterbegewohnheiten der betreffenden Arten und ihrer Freßfeinde zu erwarten. Diese Möglichkeit muß im Auge behalten werden, da es m. E. keine Möglichkeit gibt, diese Verzerrung gegenüber dem lebenden Bestand zu korrigieren. Sie ist ökologisch bedingt und sollte mit in eine Deutung eingehen.

Eine Verfälschung kann ein Wasser-Transport der Tierreste durch Korngrössensortierung bewirken. Eine gleichartige, nicht in jedem Fall gleichgerichtete Verschiebung erfolgt auch durch verschiedenartige Bergungsmethoden, insbesondere, wenn durch Aufsammeln im Gelände größere Objekte zahlenmäßig bevorzugt werden. Um diese Fehlerquellen so weit wie möglich auszuschalten, mußten die Arten nach Größenklassen getrennt in zahlenmäßige Relation gesetzt werden.

Auch eine Verfälschung durch die Diagenese ist möglich. Da sich auch diese nach der Größe der Objekte richtet, — größere Objekte sind mechanisch empfindlicher, kleine chemisch, — ist ihr mit derselben Methode zu begegnen.

#### 6.2.2 Die Huftierfauna und ihre statistische Auswertung

Eine Übersicht über alle hier ausgewerteten Faunen gibt Abb. 4, S. 274, wobei jeweils die ermittelten Mindestindividuenzahlen eingetragen sind. Aus 22 Faunen werden zur Ermittlung von Faunentypen 7 ausgewählt, die folgende Bedingungen erfüllen:


Fundstellen - Mindestindividuenzahlen
S u e v i u m
basales tiefes tieferes mitt. oberes
Grande Coupure
Möhren 10 / 19 / 21
Möhren 20
Möhren 17
Möhren 18
Möhren 15
Burgmagerbein 5
Möhren 7 / 14 / 16
Möhren 4
Burgmagerbein 3
Möhren 11
Gratenmühle 3
Haag 2
Möhren 9
Herrlingen 1
Möhren 13
Ronheim 1
Schelklingen 1
Bernloch 1
Ehingen 1
Burgmagerbein 2
Huftier-Arten
Haagella peregrina
Protapirus priscus
Eggysodon sp.
Epiaceratherium aff. bolcense
Ronzotherium filholi
Ronzotherium cf. velaunum
Palaeotherium medium suevicum
Palaeotherium duvali
Plagiolophus fraasi
Plagiolophus sp.
Plagiolophus minor
Dichobune fraasi
Entelodon magnum
Entelodon deguilhemi
Propalaeochoerus aff.paronae
Anthracotherium "monsvialense"
Elomeryx porcinus
Bunobrachyodus sp.
Anoplotherium cf. commune
Anoplotherium pompeckji
Diplobune quercyi
Diplobune bavarica
Diplobune minor
Ephelcomenus sp.
Dacrytherium ovinum
Dacrytherium aff. saturnini
Tapirulus aff. hyracinus
Paroxacron bergeri
Plesiomeryx cadurcensis
Cryptomeryx gaudryi
Lophiomeryx aff. angarae
Pseudogelocus scotti
Gelocus laubei
Gelocus aff. communis
Gelocus villebramarensis
Gelocidae indet. sp. 1
Bachitherium curtum
cf. Amphitragulus sp.

Sie sind nicht zu arm, enthalten Reste von größeren und kleineren Huftieren und übergreifen zusammen einen nicht zu großen stratigraphischen Zeitraum.

Trotzdem sei hier darauf hingewiesen, daß die stratigraphischen Unterschiede einen weiteren Unsicherheitsfaktor in die statistische Auswertung bringen.

Ein erster Schritt zu Ermittelung von Faunentypen liegt in der Berechnung der Artidentität (nach SØRENSEN) und der Dominanzidentität (nach RENKONEN) (Abb. 5, S. 49). Dabei erweist sich, daß Thanatocoenosen, in denen die Mischung von Elementen verschiedener Standorte sehr wahrscheinlich ist, besser mit der Berechnung der Dominanz-Identität beurteilt werden können, da diese seltenere Nebenbestandteile in den Hintergrund drängt. Das wirkt sich auch zu Ungunsten von überhaupt seltenen und damit ökologisch weniger bedeutsamen Formen aus. Dagegen wird der Vergleich ärmerer mit reicheren Faunen erleichtert; unvollständig belegte Faunen sind auswertbar.

Die wichtigsten Unterschiede (die niedrigsten Identiäten) liegen zwischen Fundstellen wie „Möhren 7" und „Möhren 19" einerseits und „Möhren 13" andererseits. Auch „Haag 2" zeigt gegenüber diesen ersteren Fundstellen sehr geringe Identitäten, ohne jedoch gegenüber „Möhren 13" eine entsprechende hohe aufzu-

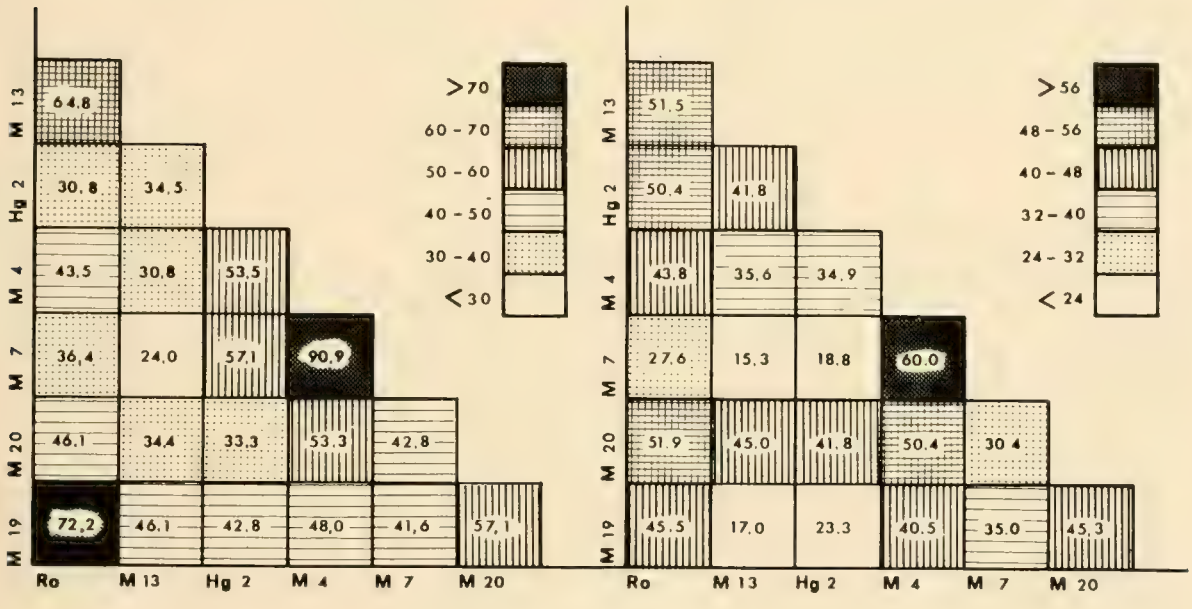



Abb. 5: a. Artidentität $I_A = \frac{100 \times 2\,b}{c + d}$ (nach SØRENSEN) und

b. Dominanzidentität $I_D = d_1 + d_2 + d_3 \ldots . d_n$ (nach RENKONEN)
in der Zusammensetzung der wichtigsten Faunen aus den Spaltenfüllungen des Mitteloligozäns. Nur die Zahlen der Artidentität sind Prozentwerte. Hg = Haag, M = Möhren, Ro = Ronheim

---

Abb. 4: Übersicht über die Huftier-Arten des süddeutschen Mitteloligozäns und ihre Häufigkeit an den einzelnen Fundstellen. Die Zahlen in den Kreisen bezeichnen die Mindestindividuenzahlen, die für die betreffende Fundstelle ermittelt wurden. Die horizontalen Linien bezeichnen die sichere ——— oder vermutete — — — stratigraphische Reichweite der Arten in Süddeutschland und ihre phylogenetischen Zusammenhänge.

weisen. Hohe Identität zeigt dagegen „Möhren 4" mit „Möhren 7", ohne daß auch „Möhren 4" mit „Möhren 13" oder „Haag 2" eine besonders niedrige Identität hätte.

Betrachtet man diese Verhältnisse nach den Artidentitäten, so zeigt sich, daß die niedrige Dominanzidentität zwischen „Möhren 13" und „Möhren 7" einer niedrigen Artidentität entspricht, ebenso die hohe zwischen „Möhren 7" und „Möhren 4".

Dagegen kommt zu der niedrigen Dominanzidentität von „Möhren 7" und „Haag 2" eine hohe Artidentität — ein besonders klarer Beweis für die Relevanz der Unterschiede. Besonders niedrige Artidentitäten liegen nicht nur zwischen „Möhren 7" und „Möhren 13", sondern auch zwischen „Möhren 13" und „Haag 2". Das bedeutet, daß diese beiden Fundstellen, die sich in der Dominanzidentität von „Möhren 7" und „Möhren 4" so stark unterscheiden, untereinander nur durch einige generell häufige Formen verbunden sind.

Eine besondere Stellung nimmt „Ronheim 1" ein, die stratigraphisch jüngste der Fundstellen. Seine hohe Artidentiät mit „Möhren 19", der stratigraphisch ältesten zeigt, daß stratigraphische Unterschiede keine besonders große Rolle spielen. Auffällig ist, daß diese Fundstelle mit fast allen anderen (außer „Möhren 7") relativ hohe Dominanz-Identität zeigt, nicht aber Artidentitäten, mit Ausnahme von „Möhren 13". Dieses Bild läßt sich nur dadurch erklären, daß „Ronheim 1" eine Mittelstellung einnimmt zwischen den — in der Dominanzidentität — gegensätzlichen Faunen von „Möhren 13" und „Möhren 19".

### 6.2.3 Die Faunentypen und ihre Elemente

Wie schon erwähnt, ist zu erwarten, daß in den Thanatocoenosen Angehörige verschiedener ökologisch differenzierter Faunengemeinschaften vorliegen. Die oben miteinander verglichenen Faunen geben also jeweils den Bestand im Einzugsgebiet der Fundstelle mit unterschiedlichen Anteilen verschiedener ökologischer Bereiche wieder. Da sich diese Einzugsbereiche zum Teil überschneiden, sind die Unterschiede auch Ausdruck kurzfristiger Veränderungen im gleichen Gebiet.

Die oben untersuchten Identitäten sind also in erster Linie Ausdruck des verschiedenen Mischungsverhältnisses von Lebensgemeinschaften in der Todesgemeinschaft. Um auf die Lebensgemeinschaften rückschließen zu können, muß die Ermittelung der Dominanz durch eine Untersuchung des realen Artbestandes ergänzt werden. Dabei soll mit den gegensätzlichen Faunen begonnen werden:

„Möhren 7" und „Möhren 13" haben absolut die geringste Art- und Dominanzidentität. Sie unterscheiden sich außerdem auch extrem in der Zahl der Huftier-Arten. Dabei ist für die artenarme Fauna von „Möhren 7" der Individuenreichtum von *Diplobune bavarica* charakteristisch. Diese Art ist in der sonst individuen- und artenreichen Fauna von „Möhren 13" nur durch ein Fundstück vertreten. Daneben kommt in „Möhren 7" noch *Ronzotherium fiholi* vor, das in „Möhren 13" ganz fehlt.

Da diese beiden Arten sonst in sehr vielen Faunen auftreten, kann ihr Fehlen in „Möhren 13" nur so gedeutet werden, daß sie einer Lebensgemeinschaft angehören, die in „Möhren 13" nicht vertreten ist.

Auf der anderen Seite sind viele der großen Huftiere, die in „Möhren 13" individuenreich vertreten sind, nur oder fast nur an dieser Fundstelle vertreten. Auf „Möhren 13" beschränkt sind: *Epiaceratherium bolcense, Anthracotherium mons-*

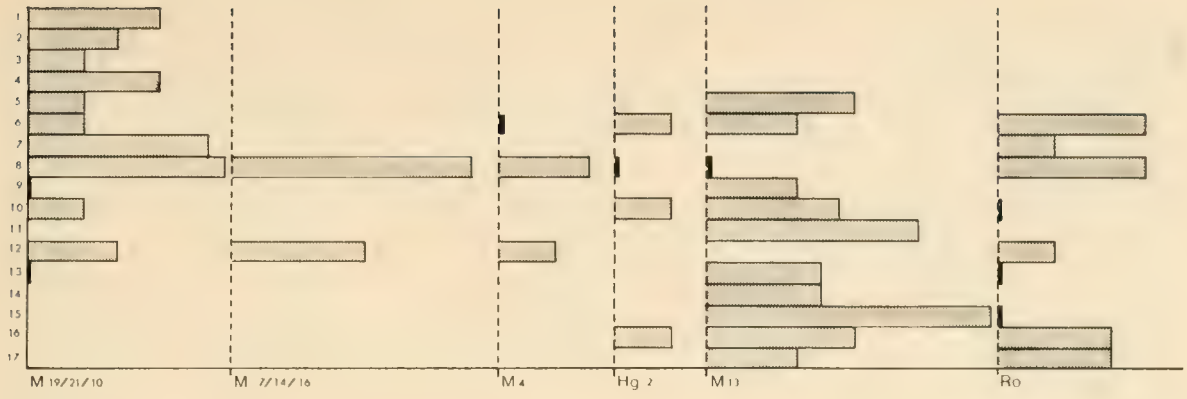
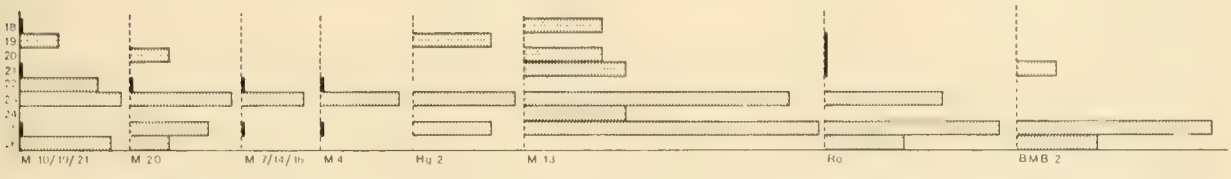



Abb. 6: Die Verteilung der häufigeren Huftier-Arten in den reicheren Fundstellen (Mindestindividuenzahlen in Logarithmischem Maßstab aufgetragen; daher sind Einzelindividuen nur als Verstärkung der Basislinie abgebildet).
BMB = Burgmagerbein, Hg = Haag, M = Möhren, Ro = Ronheim
a. Großwüchsige Huftiere nach den auf S. 284 ausgeschiedenen Gruppen angeordnet: Aa: 1 = *Palaeotherium medium*, 2 = *Palaeotherium duvali*, 3 = *Anoplotherium commune*, 4 = *Anoplotherium pompeckji* — Ab: 5 = *Plagiolophus fraasi* / sp., 6 = *Plagiolophus minor*, 7 = *Diplobune quercyi* 8 = *Diplobune bavarica* — Ba: 9 = *Protapirus priscus*, 10 = *Eggysodon* sp., 11 = *Epiaceratherium bolcense*, 12 = *Ronzotherium filholi*, 13 = *Entelodon*, 14 = *Antracotherium*, 15 = *Bunobrachyodus* sp. — Bb: 16 = *Gelocus communis* / *villebramarensis*, 17 = *Bachitherium curtum*




b. Kleinwüchsige Huftiere (in gleicher Anordnung): Ac: 18 = *Dichobune fraasi*, 19 = *Dacrytherium ovinum*, 20 = *Tapirulus* aff. *hyracinus* — Bb: 21 = *Propalaeochoerus paronae*, 22 = *Gelocus laubei*, 23 = *Pseudogelocus scotti*, 24 = Gelocidae indet. — Bd: 25 = *Paroxacron bergeri*, 26 = *Plesiomeryx cadurcensis*

*vialense*, *Elomeryx porcinus*, *Gelocidae* sp. 1. Dazu kommen Arten, die hier häufig, an anderen Fundstellen aber nur sehr selten sind: *Protapirus priscus*, *Entelodon* mit der Stammlinie *magnus-deguilhemi*, *Bunobrachyodus* sp.. Auch dies ist also eine Lebensgemeinschaft, die nur gelegentlich durch einzelne Vertreter in anderen Fundstellen repräsentiert ist.

Eine weitere Fundstelle, wo *Diplobune bavarica* nur sehr untergeordnet auftritt und *Ronzotherium filholi* fehlt, ist „Haag 2". Auch diese Fauna hat nur eine sehr geringe Dominanzidentität mit „Möhren 7" — die Artidentität ist höher —, jedoch keine besonders hohe mit „Möhren 13". Auch hier sind Arten vertreten, die nicht in anderen Fundstellen vorkommen, doch sind sie auch hier nicht häufig *(Haagella peregrina, Ronzotherium* cf. *velaunum)*. Im übrigen dominieren Formen, die in fast allen Faunen vorhanden sind. *Pseudogelocus scotti* nimmt unter den kleinen Huftieren sogar eine dominierende Stellung ein. Hier ist also eine Lebens-

gemeinschaft überwiegend belegt, in der unspezialisierte Formen im Übergewicht waren.

Die übrigen Faunen lassen sich als verschiedene Mischungsverhältnisse der drei erfaßbaren Faunengemeinschaften verstehen. Diese Gemeinschaften lassen sich charakterisieren als:

1. Die artenarme *Diplobune*-Fauna
2. Die artenreiche Anthracotheriden-Fauna
3. Die relativ artenarme Fauna von Haag, die keine besonders häufige „Leitart" erkennen läßt.

Ein Versuch, die zahlreichen Arten, die keine ausschließliche Verbreitung zeigen, bestimmten Lebensgemeinschaften zuzuordnen, soll später folgen.

## 6.3 Die Lebensräume

Hinweise auf einen ehemaligen Lebensraum können aus folgenden Daten bezogen werden:

Faunenelemente, die Tiergruppen angehören, deren ökologische Spannweite als einigermaßen konstant anzusehen ist (z. B. Krokodile).

Faunenelemente, die heute noch nahe Verwandte haben, deren morphologische Abweichungen sich in Relation zu ökologischen Veränderungen setzen lassen.

Biostratinomische Beobachtungen, die den Ablagerungsraum betreffen.

Diese Daten erlauben eine wechselseitige Kontrolle. Dazu können im vorliegenden Fall bereits vorliegende Angaben über die Vegetation herangezogen werden, die von D. Müller (1972) aus der Land- und Wasserschneckenfauna gewonnen wurden.

### 6.3.1 Der Lebensraum der Anthracotheriden-Fauna

Die eindeutigsten Daten liegen für die Fauna von „Möhren 13" vor. Das reichliche Auftreten von Krokodilen, das Vorkommen von Bibern und von Pantolestiden (Heissig 1976) sprechen dafür, daß der Artenreichtum dieser Fundstelle aus der Umgebung eines größeren Gewässers und aus diesem selbst stammt. Auch die bisher bekannte Häufigkeit von Anthracotheriden in Braunkohle-Fundstellen fügt sich gut in das Bild eines von ausgedehnten Sümpfen und Auen umgebenen Gewässers.

Dazu kommt von der Seite der Geologie der unmittelbare Zusammenhang mit hangenden Süßwasserkalken und die Sortierung der Fossilien nach der Größe innerhalb der Fundstelle, die auf Wassertransport hinweist.

Frühere Untersuchungen in den hangenden Süßwasserkalken durch D. Müller haben hier einen der wenigen Punkte ergeben, an dem Uferschnecken stärker vertreten sind — ebenfalls der Nachweis einer breiteren versumpften Zone.

### 6.3.2 Der Lebensraum der *Diplobune*-Fauna

In diesem Bereich fehlen Indizien weitgehend. Aus der Artenarmut, bei gleichzeitigem Individuenreichtum einer einzigen Art, läßt sich schließen, daß es sich um einen ungünstigen Biotop gehandelt hat, der von spezialisierten Formen bewohnt war. Diese Spezialisierung geht auch daraus hervor, daß *Diplobune*, aber auch *Ronzotherium* den an sich günstigen Biotop von „Möhren 13" gemieden haben.

Die Fundstellen, die diesen Typ vertreten, liegen in Roterde-Spaltenfüllungen, die keine oder wenige Anzeichen von Wassereinwirkung zeigen.

Alle diese Hinweise lassen in dieser Faunengemeinschaft den Gegenpol zur Anthracotheriden-Fauna auf der trockenen Seite vermuten. Der starke Gegensatz zwischen den Faunen macht einen erheblichen Unterschied der Biotope wahrscheinlich.

Für den Grad der Trockenheit können aus der Huftier-Fauna keine sicheren Schlüsse abgeleitet werden. Heissig (1969, S. 124 ff.) hat zwar für *Ronzotherium filholi* einige Tendenzen zur Anpassung an härtere Nahrung nachgewiesen; *Diplobune bavarica* mit ihrem niederkronigen Gebiß zeigt immerhin Einlagerung von Zahnzement in die Gruben der Kaufläche, die in ähnlicher Weise verstanden werden können. Beide Formen waren jedoch sicher nicht in der Lage, sich allein von Steppengräsern zu ernähren.

Nach D. Müller 1972 (S. 196 ff.), bewohnte ein großer Teil der Schnecken der *Cochlostoma*-Roterdekalke offenes Land und lichte Gebüsche; Formen der stärker beschatteten Wälder fehlen nicht, treten aber stark zurück. Damit ist es am wahrscheinlichsten, als trockeneren Bereich eine mit Buschland durchsetzte Savanne anzunehmen, da die Huftierfauna entschieden gegen die Annahme eines offenen Graslandes spricht.

### 6.3.3 Der Lebensraum um „Haag 2"

Noch weniger klar ist die Charakterisierung des Lebensraumes des dritten Faunentyps. Die relativ geringe Artenzahl könnte auf das insgesamt spärliche Untersuchungsmaterial zurückgeführt werden. Die einzigen Arten, die nur hier auftreten, sind selten. *Haagella peregrina,* als Tapir asiatischer Herkunft, könnte auch nur vorübergehend zugewandert sein. *Ronzotherium* cf. *velaunum* ist bisher nur von feuchteren Bereichen bekannt: Aus dem Süßwasserkalk von Ronzon, aus der Delta-Ablagerung von Hoogbutsel und aus fluviatilen, molasse-ähnlichen Ablagerungen Frankreichs. Die Art *R. filholi,* die hier fehlt, kommt dagegen im Karstgebiet des Quercy vor. Die übrigen Arten sind, ihrer allgemeinen Verbreitung nach, nicht spezialisiert. Dem entspricht, daß sie alle mit einer Ausnahme, *Dacrytherium ovinum,* in dem günstigen Biotop von „Möhren 13" mit hohen Individuenzahlen vertreten sind. *Dacrytherium ovinum* fehlt dort, tritt aber dafür in „Möhren 19" untergeordet auf. Da Formen des Sumpfwaldes fehlen, die übrigen Arten aber im Sumpf- und Auebereich ebenfalls häufig sind, kann nur vermutet werden, daß es sich bei dem Biotop von „Haag 2" um einen weniger üppigen, also wahrscheinlich trockeneren Wald gehandelt hat, der entsprechend weniger Arten Lebensmöglichkeiten bot. Dem entspricht auch das Auftreten von Lianen-Samen (frdl. Mitteilung durch Herrn Professor W. Jung).

### 6.3.4 Landschaftsbild und Klima im tiefen Suevium

Die Häufigkeit der Krokodile belegt relativ hohe Temperaturen (Berg 1965, 329 ff.). Die Verwitterungsbedingungen, die sich in der Anreicherung von Eisenoxyd in den Roterden und Bohnerzen niedergeschlagen haben, sprechen für ein wechselfeuchtes, warmes Gesamtklima. Da in einem Karstgebiet das Grundwasser die hochgelegenen Flächen nicht erreicht, kann Wald nur in den Niederungen gedeihen. Auf den Hochflächen reicht der Niederschlag für eine dauernde Versorgung üppiger Vegetation nicht aus.

Wir müssen uns also eine Landschaft von Savannen und Buschbeständen vorstellen, deren wenige Gewässer von meist schmalen (D. Müller 1972, S. 203), nur

örtlich ausgedehnteren Galeriewäldern begleitet waren. Diese Konfiguration erklärt auch, weshalb sich einzelne Formen der beiden Wald-biotope immer wieder untergeordnet in Fundstellen finden, die Spuren fluviatilen Einflusses zeigen.

### 6.4 Die Autökologie der Arten

*Haagella peregrina* kommt nur in „Haag 2" vor und dürfte damit wohl einen trockenen, aber geschlossenen Wald bewohnt haben. Ihre näheren asiatischen Verwandten zeigen Funktionssteigerungen des Gebisses, die auf eine etwas andere Ökologie hinweisen als die heutigen Tapire, die vorwiegend Bewohner feuchter Wälder, z. T. aber auch von Bergwäldern sind.

*Protapirus priscus*, der den heutigen Tapiren unmittelbar verwandt ist und als deren Vorläufer gilt, kommt nur da vor, wo fluviatile Einflüsse erkennbar sind. Er muß als Bewohner feuchter Wälder gelten, die damals nur im Auebereich existierten.

*Eggysodon* sp. ist ebenfalls als Waldbewohner zu werten, der offenbar auch in trockeneren Wäldern genügend Lebensmöglichkeiten fand. Damit gehört diese europäische Gattung der Hyracodontidae innerhalb dieser Familie zu den weniger angepaßten Formen.

*Epiaceratherium bolcense* muß dagegen als hochspezialisierte Form gewertet werden. „Möhren 13" ist der zweite Fundort überhaupt, doch kommt sie an beiden Fundorten mit hohen Individuenzahlen vor. Sie muß daher als Sumpf- oder Sumpfwald-Form betrachtet werden. Auch die andere Fundstelle der Art, Monteviale ist als Braunkohlen-Vorkommen eine typische Sumpfwald-Ablagerung.

*Ronzotherium filholi* ist bisher fast ausschließlich aus Karst-Vorkommen bekannt. Wieweit die stratigraphisch jüngeren Funde, die Heissig 1969 zu dieser Art stellt, und die morphologisch deutliche Veränderungen zeigen, tatsächlich mit denen des frühen Mitteloligozäns ökologisch gleichgestellt werden können, muß hier offenbleiben. Die hier vorliegenden Funde stammen alle aus typischen *Diplobune*-Faunen und belegen damit, daß *Ronzotherium filholi* damals die trockenen Gebiete bewohnte und Wälder und Sumpfwälder mied.

*Ronzotherium* cf. *velaunum*, dessen bisherige Funde aus limnischen und fluviatilen Sedimenten stammen, muß als Waldbewohner gelten. Das Vorkommen in „Haag 2" ist der bisher erste sichere Nachweis dieser Art in Mitteleuropa. Diese Feststellung bestätigt die aus der Zahnmorphologie gewonnene Auffassung über die Autökologie dieser Art von Heissig (1969).

*Palaeotherium medium* ist nur als Reliktform vertreten, die ökologisch nicht genauer charakterisiert werden kann, weil sie in zu wenigen Fundstellen vertreten ist.

*Palaeotherium duvali* ist ebenfalls eine Reliktform, die erstmals als Superstit im Suevium nachgewiesen wurde. Für beide *Palaeotherium*-Arten stellt sich die Frage, warum die Gattung *Palaeotherium*, nicht aber die nahe verwandte Gattung *Plagiolophus* an der Wende zum Suevium ausstarb. Offensichtlich hat dabei die größere Höhe der Zahnkronen bei *Plagiolophus* doch eine Rolle gespielt, obwohl diese Gattung ebenfalls nicht als Bewohner der Trockengebiete gelten kann. Dazu kommt, daß die größeren Palaeotherien sicher für ökologische Veränderungen anfälliger waren.

*Plagiolophus fraasi* und die möglicherweise nahe verwandte Form *Plagiolophus* sp. müssen trotz der hohen Zahnkronen und der Bildung von Zahnzement in

den Gruben der Kronenoberfläche als Bewohner feuchterer Wälder gewertet werden. Dafür spricht das Auftreten nur in aquatil beeinflußten Fundstellen. Die Tatsache, daß der typische *P. fraasi* von der kleineren Form *P.* sp. abgelöst wird, spricht dafür, daß das frühere Aussterben der *Palaeotherien* etwas mit deren absoluter Größe zu tun hatte.

*Plagiolophus minor* ist häufiger und findet sich auch in typischen *Diplobune*-Faunen. Auch hier wird die typische Form durch eine kleinere Variante abgelöst. Diese Art war offenbar wenig spezialisiert und konnte auch unter ungünstigen Bedingungen noch gut gedeihen. Daß auch hier eine kleinere Variante in stratigraphisch jüngeren Faunen auftritt, kann als Hinweis auf den ökologischen Streß gesehen werden.

*Dichobune fraasi* ist einer der Superstiten primitiver Artiodactylen, der seit dem Obereozän fast unverändert geblieben ist. Die Art tritt nur da auf, wo aquatile Beeinflussung erkennbar ist. Die Vorkommen von Ronheim sind die stratigraphisch jüngsten, die bisher bekannt sind. Offenbar handelt es sich um einen Bewohner feuchter Wälder.

*Entelodon magnum* und sein Nachfahre *E. deguilhemi* sind seltene Elemente, die in aquatil beeinflußten Fundstellen auftreten. Dazu paßt das Vorkommen in „Möhren 11", einer *Diplobune*-Fauna, wenig. Die Formen waren also offenbar nicht absolut auf die günstigsten Biotope angewiesen, sondern waren auch ungünstigerer Umgebung gewachsen.

*Propalaeochoerus* aff. *paronae* ist als Tier der feuchten Wälder anzusehen. Dafür spricht das Vorkommen in „Möhren 13" und stärker fluviatil beeinflußten Fundstellen. Selbst trockenere Wälder, wie sie wohl „Haag 2" umgaben, genügten den Ansprüchen dieser Art nicht.

*Anthracotherium monsvialense* ist wohl als eng spezialisierter Bewohner der Sumpfwälder aufzufassen. Dafür spricht das Fehlen in Faunen, die fluviatile Beeinflussung zeigen, deren Fauna aber auf einen schmaleren Abstand von den Trockengebieten hinweist. Dafür spricht, wie auch bei der vorigen Art, auch das Auftreten in den Braunkohlen des Monteviale.

*„Elomeryx" porcinus* tritt relativ selten auf, es ist, wie *Antracotherium* auf „Möhren 13" beschränkt und war wohl ein Sumpfbewohner.

*Bunobrachyodus* sp. steht der vorigen Art morphologisch nahe. Die Art ist aber kleiner und kam daher wohl mit geringerem Lebensraum aus. Das erklärt ihr Vorkommen auch in der fluviatil beeinflußten Fundstelle Ronheim. Trotzdem ist das eng begrenzte Auftreten mit hoher Individuenzahl ein Zeichen für die starke Spezialisierung. Möglicherweise zog diese Art fließende Gewässer den Sümpfen vor.

*Anoplotherium* cf. *commune* ist ein seltener Superstit, der ökologisch nicht eingeschätzt werden kann.

*Anoplotherium pompeckji* ist ebenfalls ein Superstit. Da beide Anoplotherien gemeinsam mit den Palaeotherien und der großen Art *Diplobune secundaria* im frühen Suevium ausstarben, liegt auch hier der Verdacht nahe, daß die Körpergröße dabei eine Rolle spielte. Beide Formen haben ein niederkroniges Gebiß und waren damit nicht in der Lage, sich zu einem größeren Anteil mit Gräsern zu ernähren.

*Diplobune quercyi* ist nur in *Diplobune*-Faunen mit fluviatilem Einfluß vertreten. Die Art könnte im Randbereich der Auwälder gelebt haben und jahreszeitlich zwischen trockenen und feuchten Bereichen gewechselt haben.

*Diplobune bavarica* ist durch seine ausschließliche Zugehörigkeit zu der durch sie gekennzeichneten Faunengemeinschaft charakterisiert. Daß die Art in den beiden Wald-Faunengemeinschaften nicht auftritt, zeigt, daß sie Wälder ausgesprochen gemieden hat. Auch bei dieser Art ist eine Verringerung der Körpergröße feststellbar, die ebenso wie bei *Plagiolophus* auf schlechte Lebensbedingungen zurückgeführt werden könnte. Trotzdem muß *Diplobune bavarica* als die am stärksten spezialisierte Art gewertet werden. Der niederkronige Bau der Zähne läßt keine Anpassung an härtere Nahrung erkennen, doch wird Zahnzement in die Gruben der Krone eingelagert, was allerdings auch bei verwandten Gattungen auftreten kann.

*Diplobune minor*, eine Art, die in Frankreich noch in wesentlich jüngeren Fundstellen auftritt, ist nur in einer, weit westlich gelegenen Fundstelle (Herrlingen 1) nachgewiesen. Eine ökologische Aussage ist nicht möglich.

*Ephelcomenus* sp., ein Nachfahre der Gattung *Diplobune*, ist mit einem Individuum von „Burgmagerbein 2" bekannt. Eine ökologische Deutung ist nicht möglich.

*Dacrytherium ovinum* tritt an drei Fundstellen auf. Außer „Haag 2" mit seiner typischen Fauna tritt die Art noch an zwei Fundstellen mit fluviatilem Einfluß auf, die offenbar im Einzugsgebiet ähnliche Biotope aufwiesen wie „Haag 2". Die Art fehlt in „Möhren 13" und war damit sicher kein Bewohner des Sumpfwaldes, sondern weniger feuchter Wälder.

*Dacrytherium* aff. *saturnini* vertritt *D. ovinum* in „Möhren 13" und kann daher als Sumpfwaldbewohner gelten. Beide *Dacrytherium*-Arten gehören zu den kleineren Artiodactylen, die sich seit dem Obereozän kaum verändert haben.

*Tapirulus* aff. *hyracinus* ist ebenfalls eine eozäne Reliktform, die auf aquatil beeinflußte Fundstellen beschränkt ist. Die Häufigkeit in „Möhren 13" ist zwar nicht hoch, doch übertrifft sie die an anderen Fundstellen. Die Art fehlt in „Haag 2" und gehört damit zur Lebensgemeinschaft des feuchteren Waldes.

*Paroxacron bergeri* n. sp. ist die weitaus häufigere Form der Cainotheriidae, erreicht ihre größten Häufigkeiten aber nur in den aquatil beeinflußten Fundstellen, insbesondere „Möhren 13" und „Ronheim 1". Die Form gehört daher zur Faunengemeinschaft des feuchteren Waldes, obwohl gelegentlich Zementeinlagerungen im Muster der Zahnkrone auftreten.

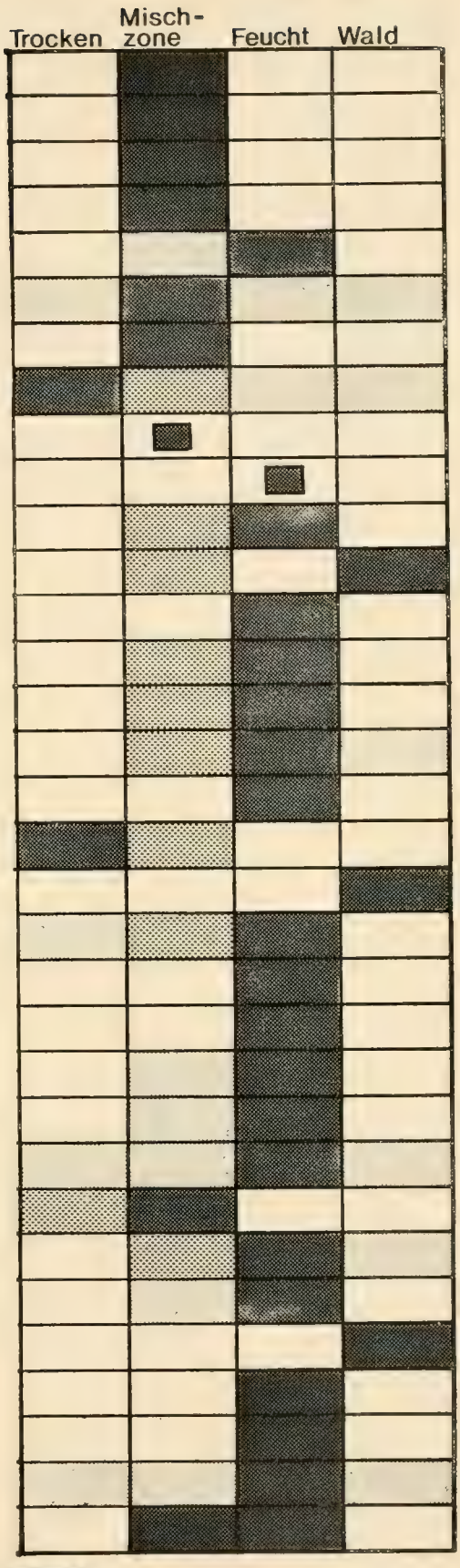
*Plesiomeryx cadurcensis* läßt sich keiner der drei charakterisierten Faunengemeinschaften zuordnen. Sie tritt in aquatil beeinflußten *Diplobune*-Faunen auf, nicht aber in reinen *Diplobune*- oder Sumpfwaldfaunen. Sie könnte spezielle Biotope am Übergang vom Auwald zu benachbarten Trockengebieten bewohnt haben. Auch im Bereich der trockeneren Wälder fehlt die Art.

*Lophiomeryx* aff. *angarae* tritt nur vereinzelt in „Möhren 13" und „Möhren 9", den Sumpfwald-Faunen auf. Das ist im Hinblick auf die zentral-asiatische

---

Abb. 7: Die Verteilung der einzelnen Arten auf die Fundstellentypen verschiedener Ökologie: Als Faunen der Mischzone gelten „Möhren 19/21/10", „Möhren 20" und „Ronheim 1", als feucht „Möhren 13" und „Möhren 9", dazu die Faunen des mittleren und höheren Sueviums und als Wald nur „Haag 2". Als trocken wird die Mehrzahl der unbedeutenden *Diplobune*-Faunen und die reicheren „Möhren 7/14/16", „Möhren 11" und „Möhren 4" betrachtet.

| Gruppe | Art |
|---|---|
| Aa | Palaeotherium medium |
| | Palaeotherium duvali |
| | Anoplotherium commune |
| | Anoplotherium pompeckji |
| Ab | Plagiolophus fraasi / sp. |
| | Plagiolophus minor |
| | Diplobune quercyi |
| | Diplobune bavarica |
| | Diplobune minor |
| | Ephelcomenus sp. |
| Ac | Dichobune fraasi |
| | Dacrytherium ovinum |
| | Dacrytherium saturnini |
| | Tapirulus hyracinus |
| Ba | Protapirus priscus |
| | Eggysodon sp. |
| | Epiaceratherium bolcense |
| | Ronzotherium filholi |
| | Ronzotherium velaunum |
| | Entelodon magnum / deguilhemi |
| | Anthracotherium "monsvialense" |
| | Elomeryx porcinus |
| | Bunobrachyodus sp. |
| Bb | Propalaeochoerus aff. paronae |
| | Pseudogelocus scotti |
| | Gelocus laubei |
| | Gelocus communis / villebramar. |
| | Bachitherium curtum |
| Bc | Haagella peregrina |
| | Lophiomeryx aff. angarae |
| | Cryptomeryx gaudryi |
| Bd | Paroxacron bergeri |
| | Plesiomeryx cadurcensis |




< 25% ≦ < 50% ≦

Herkunft der Gattung interessant. Die jüngere europäische Art *L. chalaniati*, aus den Phosphoriten des Quercy weist mit ihrer Entwicklung höherer Zahnkronen auf eine ökologische Veränderung hin.

*Cryptomeryx gaudryi* ist eine Form des jüngeren Sueviums, also einer Zeit, in der die Faunendifferenzierung zurückgeht. Eine ökologische Aussage ist daher nicht möglich.

*Pseudogelocus scotti* ist eine Waldform, die nur in extremen *Diplobune*-Faunen fehlt. Sie war offenbar sehr anpassungsfähig, was sich auch in einer hohen Variabilität ausdrückt. Das könnte ein Hinweis darauf sein, daß fast überall wenigstens einige Bäume oder etwas Buschwerk vorhanden war.

*Gelocus laubei* ist dagegen eine Form der *Diplobune*-Fauna, auch wenn ihre größte Häufigkeit in der fluviatil beeinflußten Fauna von „Möhren 19" auf einen höheren Wasserbedarf hinweist.

*Gelocus* aff. *communis* und *Gelocus villebramarensis* sind dagegen Waldformen, was aber nicht unbedingt gegen ihre Ableitung von *G. laubei* sprechen muß.

Auch *Bachitherium curtum*, das im mittleren und höheren Suevium, von „Möhren 13" an auftritt, ist als Waldform anzusehen. Anders ist seine Häufigkeit in der ansonsten als Kleinsäugerfauna charakterisierten Fundstellen „Burgmagerbein 2" nicht zu erklären.

Dasselbe dürfte auch für die unbestimmte Gelociden-Art von „Möhren 13" und für den fraglichen *Amphitragulus* von „Ronheim 1" gelten.

## 6.5 Die Faunenverschiebungen im Mitteloligozän

### 6.5.1 Die stratigraphische Verbreitung der Arten und Gattungen

Unter den Arten der Gesamtfauna lassen sich in ihrem zeitlichen Verhalten eine Reihe von Gruppen unterscheiden:

A. Bodenständige Formen seit dem Unteroligozän, es sind nur Superstiten, die im Laufe des Mitteloligozäns aussterben, bekannt, keine Huftiergruppe entwickelt sich weiter.
   a) Großwüchsige Vertreter der Anoplotheriidae und Palaeotheriidae (Gattungen *Anoplotherium* und *Palaeotherium*), die bis zu ihrem raschen Verschwinden in tiefsten Suevium individuenreich vertreten waren.
   b) Mittelgroße Formen derselben Familien (*Diplobune* und *Plagiolophus*), die im tieferen Suevium häufig bleiben, um dann an der Wende zum mittleren oder höheren auszusterben.
   c) Kleine Artiodactylen, die seit dem Eozän ohne wesentliche Veränderung existierten und schon im Unteroligozän sehr selten sind. Sie reichen stratigraphisch etwa so weit wie die vorige Gruppe.

B. Zuwanderer der „Grande Coupure" und der nachfolgenden Zeit.
   a) Großwüchsige Formen der ersten Einwanderungswelle: Tapiridae, Rhinocerotidae, Hyracodontidae, *Entelodon*. Die Anthracotheriidae sind wohl hierher zu stellen, auch wenn sie aus den tiefsten Fundstellen Süddeutschlands noch nicht bekannt sind. Sie wurden im Schweizer Vaulruzsandstein gefunden (Stehlin 1938, S. 296), wo noch *Palaeotherium* vorkommt (Franzen, 1968, S. 163).

b) Kleinere Formen der ersten Einwanderungswelle: Suidae, *Pseudogelocus, Gelocus* und ihre Abkömmlinge.

c) Spätere und gelegentliche Zuwanderer: *Haagella, Lophiomeryx, Cryptomeryx*

d) Einwanderer aus Westeuropa: Cainotheriidae

Betrachtet man das ökologische Verhalten der hier ausgeschiedenen Gruppen (Abb. 6, S. 59), so fällt auf, daß fast alle sich ökologisch relativ geschlossen verhalten, soweit das feststellbar ist. So sind alle kleinen Artiodactylen der Gruppe A. c. Wald- oder Sumpfwald-Bewohner. Unter den Formen der Gruppe B sind überhaupt nur zwei Arten, die nicht als Waldbewohner angesprochen werden können, dazu eine, die überhaupt unspezialisiert war. Beide Formen der Trockengebiete gehören zu Gruppen, die wesentliche Elemente der jungtertiären Fauna sind, und die dort ihren Höhepunkt haben: *Ronzotherium filholi* zu den Rhinocerotidae, *Gelocus laubei* zu den Ruminantia. Beide Gruppen zeigen also bereits im Oligozän ihre Anpassungsfähigkeit. Dagegen erleben die Familien, die allein auf feuchte Gebiete beschränkt bleiben, ihren Entwicklungshöhepunkt im Alttertiär und im frühen Jungtertiär.

Neben späteren Zuwanderern ist während des Sueviums eine Faunenbereicherung nur durch die Zunahme der Ruminantier-Arten zu beobachten. Das vorhandene Material erlaubt aber keine Entscheidung darüber, ob diese Entwicklung an Ort und Stelle oder in nahe benachbarten Gebieten vor sich ging.

### 6.5.2 Klimatische Folgerungen

Während des späten Unteroligozäns bahnt sich in den Faunen der süddeutschen Spaltenfüllungen die Vorherrschaft der Gattungen *Diplobune* und *Plagiolophus* über *Anoplotherium* und *Palaeotherium* an. Beide unterscheiden sich von den großwüchsigen Formen durch die stärkere Ausbildung von Zahnzement und belegen damit eine stärkere Anpassung an Trockenheit.

Trotz der Einwanderung von fünf Familien großer Huftiere zu Beginn des Sueviums behält *Diplobune bavarica* in den meisten Faunen eine dominierende Stellung. Die einwandernden Formen, die an Trockengebiete nicht angepaßt waren, erschienen individuenreich in Waldfaunen oder Faunen mit aquatilen Einflüssen, wo die kleinwüchsigen Superstiten des Eozäns noch neben den unspezialisierten Einwanderern fortdauern konnten.

Diese Entwicklung belegt eine fortschreitende Austrocknung im Unteroligozän, die im tiefen Suevium ihren Höhepunkt erreicht. Mit Beginn des mittleren Sueviums erfolgt eine starke Umstellung in der Fauna, gleichzeitig mit einer Umstellung in den biostratinomischen Bedingungen. Nach „Ronheim 1" werden Großsäugerfunde selten. *Diplobune* und *Plagiolophus* verschwinden im Juragebiet.

In den für das mittlere und späte Suevium charakteristischen Kleinsäugerfaunen treten in erster Linie Ruminantier und Cainotheriidae auf, beides Gruppen, die vorwiegend Bewohner von Wäldern waren.

Zugleich mit den an Trockengebiete angepaßten Superstiten verschwinden aber auch die kleinen Artiodactylen eozänen Gepräges, die offenbar dem stärkeren Konkurrenzdruck der immer besser angepaßten Ruminantier erlagen.

Dieser Faunenwandel, der auch in den Gebieten mit tiefliegendem Grundwasser im Bereich der Schwäbischen Alb feststellbar ist, kann nur durch eine allgemeine

Zunahme der Niederschläge erklärt werden. Damit konnten auch weit oberhalb des — infolge der Humidität ebenfalls gestiegenen — Karstgrundwassers noch Wälder existieren; es gab keine ausgeprägten Trockengebiete mehr. Diese Entwicklung ging offenbar im Oberoligozän weiter, wie wir aus den wenigen Großsäugerfundstellen dieser Zeit wissen. Die Cainotheriidae erleben in dieser Zeit ihren Entwicklungshöhepunkt.

Damit erklärt sich auch das weitgehende Fehlen von Großsäugerfunden nach dem tiefen Suevium. Die Konzentration von Großsäugerresten in den Spaltenfüllungen ist wohl weitgehend auf eine Konzentration der Tierwelt an den Tränkestellen zurückzuführen, die auch der bevorzugte Sterbeort der großen Pflanzenfresser waren. Bei zunehmender Humidität kann eine immer größere Zahl von Arten ihren Flüssigkeitsbedarf aus der Vegetation selbst decken. Zugleich nimmt die Konzentration mit der Vermehrung der Tränkestellen immer weiter ab.

Das gilt nicht für Kleinsäuger, deren fossile Reste sich meist aus Raubvogel-Gewöllen rekrutieren und zu denen in dieser Hinsicht auch die Cainotheriiden zu rechnen sind. Das gilt auch nicht für die Ruminantier, die für ihre Verdauung mehr Wasser benötigen als andere Huftiere vergleichbarer Größe. Gerade diese Formen sind es aber, aus denen sich die Thanatocoenosen des mittleren und höheren Sueviums zusammensetzen.

Diese Vorstellungen stimmen gut mit den Beobachtungen und Deutungen D. Müllers (1972, S. 217) überein, wenn auch die Landschneckenfauna einen entscheidenden Umschlag in der Vegetation erst später als die Säugetierfauna, im höheren Suevium, erkennen läßt. Das entspricht der Tatsache, daß auch die Befunde mit Landgastropoden des tiefen Sueviums stärkere Argumente für eine offene Landschaft liefern als die Befunde der Huftierfauna. Die klimatischen Folgerungen von Schwarzbach (1961, S. 150) werden damit nicht nur bestätigt, sondern auch dahingehend präzisiert, daß das Maximum der Aridität an der Wende vom Unter- zum Mitteloligozän, oder sogar im Mitteloligozän liegt. Wieweit diese Entwicklung speziell in Süddeutschland durch die palaeogeographische Entwicklung im Bereich des Molassebeckens modifiziert wurde, ist schwer zu ermessen.

## Literatur


Berg, D. E. (1965): Krokodile als Klimazeugen. — Geol. Rundsch., **54**: 328—333; Stuttgart.

Berger, F. E. (1959): Untersuchungen an Schädel und Gebißresten von Cainotheriidae, besonders aus den oberoligozänen Spaltenfüllungen von Gaimersheim b. Ingolstadt. — Palaeontographica, A, **112**: 1—58, Taf. 1—5, 5 Tab., 6 Diagr.; Stuttgart.

Dehm, R. (1935): Über tertiäre Spaltenfüllungen im fränkischen und schwäbischen Jura. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Abt., N. F. **29**: 86 S., 5 Taf., 1 Abb.; München.

Dehm, R. (1937): Neue tertiäre Spaltenfüllungen im südlichen fränkischen Jura. — Centralbl. Miner. etc., **1937 (B)**: 349—369; Stuttgart.

Dehm, R. (1961): Über neue tertiäre Spaltenfüllungen des süddeutschen Jura- und Muschelkalkgebietes. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **1**: 27—56, Taf. 3—4, 5 Abb.; München.

Dehm, R. (1961 a): Spaltenfüllungen als Lagerstätten fossiler Landwirbeltiere. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **1**: 57—72, 1 Abb.; München.

Dehm, R. (1978): Neue tertiäre Spaltenfüllungen im süddeutschen Jura. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. dieses Heft: 289—313, 4 Abb.; München.

Dehm, R. & Fahlbusch, V. (1970): Zur Bezeichnung fossilführender Spaltenfüllungen. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **10**: 351—364, 1 Abb.; München.

Fahlbusch, V. (1966): Cricetidae (Rodentia, Mamm.) aus der mittelmiocänen Spaltenfüllung Erkertshofen bei Eichstätt. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **6**: 109—131, 6 Abb., Taf. 10; München.

Fahlbusch, V. (1976): Report on the International Symposium on mammalian stratigraphy of the European Tertiary (München, April 11—14, 1975). — Newsl. Stratigr., **5** (2/3): 160—167, 1 Tab.; Berlin-Stuttgart.

Franzen, J. L. (1968): Revision der Gattung *Palaeotherium* Cuvier 1804 (Palaeotheriidae, Perissodactyla, Mammalia). — Univ. Diss. 2 Bde.: 1—181, 20 Abb., 15 Tab., 35 Taf.; Freiburg.

Heissig, K. (1969): Die Rhinocerotidae (Mammalia) aus der oberoligozänen Spaltenfüllung von Gaimersheim bei Ingolstadt in Bayern und ihre phylogenetische Stellung. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl., N. F. **138**: 133 S., 5 Taf., 34 Abb., 24 Tab.; München.

Heissig, K. (1970): Neue Fundstellen oligozäner Spaltenfaunen im schwäbisch-fränkischen Jura. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **10**: 331—350, 4 Abb., Taf. 15; München.

Heissig, K. (1973): Oligozäne Vertebraten aus der Spaltenfüllung „Möhren 13" bei Treuchtlingen, Fränkischer Jura. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **13**: 177—182; München.

Heissig, K. & Schmidt-Kittler, N. (1975): Ein primitiver Lagomorphe aus dem Mitteloligozän Süddeutschlands. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **15**: 57—62, 3 Abb.; München.

Heissig, K. & Schmidt-Kittler, N. (1976): Neue Lagomorphen-Funde aus dem Mitteloligozän. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **16**: 83—93, 12 Abb.; München.

Müller, D. (1972): Die Oligozän-Ablagerungen im Gebiet des Nördlinger Rieses. — Diss. München, 246 S., 13 Abb., 4 Taf.; München.

Piaz, G. dal (1930): I Mammiferi dell'Oligocene Veneto. *Propalaeochoerus paronae* n. sp. — Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, **8**: 14 S., 1 Taf.; Padova.

Piaz, G. dal (1930 a): I Mammiferi dell'Oligocene Veneto. *Trigonias ombonii.* — Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, **9**: 63 S., 20 Taf., 1 Abb.; Padova.

Piaz, G. dal (1932): I Mammiferi dell'Oligocene Veneto. *Anthracotherium monsvialense.* — Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, **10**: 66 S., 16 Taf., 4 Abb.; Padova.

Radinsky, L. B. (1965): Early Tertiary Tapiroidea of Asia. — Bull. Am. Mus. Nat. Hist., **129** (2): 1—263, 4 Taf., 41 Abb., 15 Tab.; New York.

Radinsky, L. B. (1967): *Hyrachyus, Chasmotherium* and the Early Evolution of Helaletid Tapiroids. — Am. Mus. Novit., **2313**: 23 S., 4 Abb., 5 Tab.; New York.

Renkonen, O. (1938): Statistisch-ökologische Untersuchungen über die terrestrische Käferwelt der finnischen Bruchmoore. — Ann. Zool. Soc. Zool. Bot. Fenn. „Vanamo", **6** (1): 1—231; Helsinki.

Rothausen, K. (1969): Zonierung und Konnexe einer Abfolge oberaquitaner Land-Ökosysteme. — Notizbl. hess. L-Amt Bodenforsch., **97**: 81—97, 1 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.

Schlosser, M. (1886): Beiträge zur Kenntnis der Stammesgeschichte der Hufthiere und Versuch einer Systematik der Paar- und Unpaarhufer. — Morphol. Jahrb., **12**: 136 S., Taf. 1—6; Leipzig.

Schlosser, M. (1901): Beiträge zur Kenntnis der Wirbelthierfauna der böhm. Braunkohlenformation. — Abh. Naturw. Med. Ver. „Lotos", **2** (3): 43 S., 1 Taf., 8 Abb.; Prag.

Schlosser, M. (1902): Beiträge zur Kenntnis der Säugethierreste aus den Süddeutschen Bohnerzen. — Geol. Pal. Abh. N. F., **5** (3): 117—144, Taf. 6—10, 3 Abb.; Jena.

Schmidt-Kittler, N. (1971): Odontologische Untersuchungen an Pseudosciuriden (Rodentia, Mammalia) des Alttertiärs. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl. N. F., **150**: 133 S., 2 Taf., 46 Abb., 8 Tab.; München.

Schwarzbach, M. (1961): Das Klima der Vorzeit, 2. Aufl. 275 S., 134 Abb., 48 Tab.; Stuttgart (Enke).

Schwerdtfeger, F. (1975): Ökologie der Tiere, Bd. 3 Synökologie. — 451 S., 118 Abb., 125 Tab.; Hamburg (Parey).

Sørensen, T. (1948): A method of establishing groups of equal amplitude in plant sociology based on similarity of species content and its application to analysis of the vegetation of Danish commons. — Kong. Dansk. vidensk. Selsk. biol. Skr., **5** (4): 27—63, 11 Tab., 4 Abb.; Kopenhagen.

Stehlin, H. G. (1938): Über das Alter des Vaulruzsandsteins. — Eclog. Geol. Helv., **31**: 293—296, 1 Abb.; Basel.

Thaler, L. (1966): Les Rongeurs fossiles du Bas-Languedoc dans leurs rapports avec l'histoire des faunes et la stratigraphie du Tertiaire d'Europe. — Mém. Mus. Nat. Hist. Nat. Nlle. Sér., **17**: 295 S., 25 Abb., 14 Tab., 27 Taf.; Paris.

Tobien, H. (1975): Zur Gebißstruktur, Systematik und Evolution der Genera *Piezodus*, *Prolagus* und *Ptychoprolagus* (Lagomorpha, Mammalia) aus einigen Vorkommen im jüngeren Tertiär Mittel- und Westeuropas. — Notizbl. Hess. L-Amt Bodenforsch., **103**: 103—186, 101 Abb., 5 Tab.; Wiesbaden.

Trischler J. & Winkler, H. (1968): Eine neue unteroligozäne Spaltenfüllung bei Harburg im Ries. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **8**: 323—326, 1 Abb., 1 Tab.; München.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. 18 289—313 München, 30. 12. 1978

# Neue tertiäre Spaltenfüllungen im süddeutschen Jura

Von Richard Dehm*)

Mit 4 Abbildungen

Kurzfassung

Für 11 neue Spaltenfüllungen — Unteroligozän von Oppertshofen 2, Möhren 22 und Weißenburg 9, Mitteloligozän von Ehingen 15 und Burgmagerbein 3, Untermiozän von Schaffhausen (Harburg) 1, Treuchtlingen 2 und Weißenburg 6 und Mittelmiozän von Altheim 1, Weißenburg 5 und Erkertshofen 1 — werden Beschreibung und vorläufige Faunenliste gegeben. Damit sind seit 1961 aus dem süddeutschen Jura 85 neue tertiäre Spaltenfüllungen bekannt gemacht worden. Aufarbeitungsvorgänge bei fortdauernder Verkarstung führten an einigen Stellen zur Einlagerung älterer Komponenten in Spaltenlehme mit jüngerer Fauna. Für die weitaus überwiegende Zahl der Spaltenfaunen gilt aber nach wie vor, daß sie aus — geologisch gesprochen — ganz kurzer Zeitspanne stammen.

Abstract

11 newly discovered fissure fillings — Lower Oligocene of Oppertshofen 2, Möhren 22 and Weißenburg 9, Middle Oligocene of Ehingen 15 and Burgmagerbein 3, Lower Miocene of Schaffhausen (Harburg) 1, Treuchtlingen 2 and Weißenburg 6, and Middle Miocene of Altheim 1, Weißenburg 5 and Erkertshofen 1 — are described, and preliminary faunal lists are given. Thus there are published since 1961 85 more Tertiary fissure fillings in the Upper Jurassic region of Southern Germany. Where karstic conditions last through longer times, fissure fillings might be reworked, and older material might be transported into younger fissures. But by far most of the fissure faunas represent — geologically spoken — a very short time.

*) Prof. Dr. R. Dehm, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, Richard-Wagner-Str. 10, 8000 München 2.

Inhalt

1. Einleitung . . . . . 290
2. Neue tertiäre Spaltenfüllungen . . . . . 291
2.1 Unteroligozän von Oppertshofen 2, Möhren 22 und Weißenburg 9 . . . . . 291
2.2 Mitteloligozän von Ehingen 15 und Burgmagerbein 3 . . . . . 295
2.3 Untermiozän von Schaffhausen (Harburg) 1, Treuchtlingen 2 und Weißenburg 6 297
2.4 Mittelmiozän von Altheim 1, Weißenburg 5 und Erkertshofen 1 . . . . . 303
3. Übersicht über die seit 1961 beschriebenen tertiären Spaltenfüllungen im süddeutschen Jura . . . . . 307
4. Spaltenfüllungen bei fortdauernder Verkarstung. . . . . 310
Literatur . . . . . 312

## 1. Einleitung

1961 hatte ich über neue tertiäre Spaltenfüllungen im süddeutschen Jura- und Muschelkalkgebiet berichtet und den damaligen Stand zusammengefaßt (Dehm 1961 a). Die Vielfalt der vom Mitteleozän bis zum Postglazial reichenden fossilführenden Spaltenfüllungen und die Tatsache, daß ihre Faunen in der Regel einen — geologisch gesprochen — ganz kurzen Zeitraum repräsentieren, hat zu weiterem planmäßigen Suchen ermutigt. Weit über meine eigenen Bemühungen hinaus haben Angehörige des Universitätsinstituts und der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie hier eine intensive Tätigkeit entfaltet; auswärtige Kollegen halfen erfreulich mit. So sind seit 1961 74 neu entdeckte fossilführende tertiäre Spaltenfüllungen mit näherer Beschreibung veröffentlicht worden. Weitere 11 werden hier beschrieben (291—306) und in einer Übersicht mit den seit 1961 veröffentlichten zusammengefaßt (307—310); zum Schluß folgen Beobachtungen über die Auswirkung fortdauernder Verkarstung auf Spaltenfüllungen (310—311).

Wieder kann ich mich für Zusammenarbeit, für Gedanken- und Beobachtungen-Austausch herzlich bedanken, insbesondere bei Privatdozent Dr. Kurt Heissig für laufende Mitteilungen und für den Einblick in seine jüngste Arbeit (S. 237—238). Eine Reihe von Mitarbeitern und Freunden hat die Arbeiten durch eigene erfolgreiche Tätigkeit, durch sachdienliche Mitteilungen und Überlassung von Funden in höchst dankenswerter Weise gefördert: Prof. Dr. Franz Xaver Mayr in Eichstätt († 1974), Rektor Julius Kavasch in Mönchsdeggingen im Ries († 1978); Dr. Erich Donderer (T. U. München), Richard Estes (San Diego, California), Prof. Dr. Volker Fahlbusch, Dr. Horst Gall, Dr. Joachim Gregor, Prof. Dr. Walter Jung, Dr. med. vet. Wulfdietrich Kavasch in Hohenaltheim im Ries, Dr. Wighart v. Koenigswald, Prof. Dr. Walter G. Kühne (Freie Universität Berlin), Diplomgeologe Helmut Mayr, Dr. Ernst-Dieter Müller, Dr. Therese Prinzessin zu Oettingen-Spielberg, Dr. Joachim Palmowski (Braunschweig), Dr. Wulf-Eike Schindlmayr, Privatdozent Dr. Norbert Schmidt-Kittler, Diplomgeologe Jürgen Trischler, Dr. Günter Viohl (Juramuseum Eichstätt), Dr. Theodor Vollmayr (Hannover), Prof. Dr. Horst Wachendorf (T. U. Braunschweig), Diplomgeologe Hans Winkler; sämtliche, soweit nicht anders vermerkt, damals oder heute Angehörige und Mitarbeiter von Universitätsinstitut und Bayerischer Staatssammlung für Paläontologie und historische Geo-

logie in München. Um Schlämmen und Ätzpräparation haben sich die technischen Mitarbeiter Leonhard Bimmer und Alfred Schönfeld verdient gemacht.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft in Bonn-Bad Godesberg und der „Stiftung zur Förderung der Wissenschaften in Bayern" in München danke ich für die Gewährung hilfreicher Mittel für die Geländearbeiten.

In der Bezeichnung der Altersstufen für das Oligozän (Headonium-Suevium-Arvernium) und Miozän (Agenium-Orleanium-Astaracium) folge ich dem „Report on the International Symposium on mammalian stratigraphy of the European Tertiary" (Fahlbusch 1976, Table 1).

Die Materialien werden, soweit nicht anders angegeben, in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München aufbewahrt.

## 2. Neue tertiäre Spaltenfüllungen

Wieder hat sich gezeigt, daß Spaltenfüllungen, die beim Steinbruchbetrieb in den Weißjura-Kalken und -Dolomiten freigelegt werden, infolge des heute meist sehr rasch fortschreitenden Abbaues ihres Nebengesteins bald verschwinden. Während im vorigen Jahrhundert fossilführende Spaltenfüllungen, etwa in der Ulmer Gegend, durch Jahrzehnte hindurch zugänglich geblieben waren und untersucht werden konnten, sind uns Fälle bekannt, daß in wenigen Monaten eine spaltenhaltige Steinbruchspartie völlig abgebaut war; was nicht sogleich an Beobachtungen und Funden gewonnen war, konnte nicht mehr nachgeholt werden.

Da sich die spezielle Durcharbeitung der Wirbeltierfunde heute infolge der manchmal sehr großen Fundmengen und infolge der zunehmenden Fachspezialisierung meist über einen längeren Zeitraum gegenüber früher hinziehen muß, liegt es im Interesse der Einzelbearbeiter, daß ihnen Fundbericht und vorläufige Fundliste zur Verfügung stehen.

Die Reihenfolge innerhalb der einzelnen Altersgruppen geht von Südwesten nach Nordosten.

### 2.1 Unteroligozän (Headonium)

Oppertshofen 2

Der Gemeindesteinbruch von Oppertshofen 8 km W Donauwörth schließt mit über 15 Metern Höhe eine aus dem Nördlinger Ries stammende, ortsfremde Masse von überkipptem und zertrümmertem Weißjura Gamma-Delta-Epsilon auf, deren Erkennung Chr. Jahnel (1966: 19, 48—50, Abb. 9) zu verdanken ist. Nahe dem Eingang hatte Herr Dr. Heissig (1970: 348—349) einen oberoligozänen Spaltenlehm entdeckt. Etwa 50 Meter nordwestlich dieser Stelle fand ich am 31. August 1974 im Westteil des Bruches innerhalb des Weißjura-Delta-Epsilon-Grieses in einem Bereich von zwei mal fünf Metern zerrissene Fetzen und einzelne Brocken eines gelbbraunen bis rotbraunen bohnerzreichen Lehms, der Knochenreste und Zähnchen enthielt. In mehreren Besuchen wurde bis Oktober 1974 die erreichbare Menge, etwa 100 kg, des fossilführenden Lehmes zum Schlämmen gewonnen; seitdem hat der Abbau keine weiteren Lehmpartien mehr freigelegt. Außer wenigen Kieferstückchen mit Zähnchen handelt es sich um Einzelzähne, meist von Nagern und Insektenfressern, weniger von Huftieren, sowie um zahlreiche Wirbel und Knochenschuppen von Eidechsen. Der Reichtum an frischen Bohnerzkörnern

zeigt, daß es sich um primäres und nicht um wiederholt umgelagertes Bohnerz handelt; die stellenweise schlierige Struktur des Spaltenlehms läßt darauf schließen, daß er als Ganzes Fließbewegung durchgemacht hat. Aus dem Nachbargestein, Weißjura Delta-Epsilon, stammen zahlreiche Fossilien: *Serpula*-Röhrchen, *Ceriopora*-Ästchen, *Terebratulina, Megerlea, Pecten, „Cidaris"*, *Pentacrinus*- und *Balanocrinus*-Stielglieder, Ophiuroidea-Armglieder, Selachii-Zähnchen; dazu mm-große idiomorphe Bergkristalle und feinwabig-körnige Brauneisenbröckchen. Inventar-Nummer: Sammlung München 1974 X.

Flora: Samen.

Mammalia: *Peratherium* sp., mehrere Kieferstücke und Einzelzähne
Insectivora 2—3 sp., einige Kieferstücke, zahlreiche Zähnchen
Chiroptera, einzelner Zahn
Carnivora 2—3 sp., mehrere Einzelzähne und Knochen
*Pseudosciurus suevicus* Hensel, mehrere Einzelzähne
*Suevosciurus fraasi* (F. Major), zahlreiche Einzelzähnchen
Theridomyidae, mehrere Einzelzähne
Gliridae 2—3 sp., mehrere Einzelzähnchen
Rodentia div. sp., zahlreiche Schneidezähnchen
Palaeotheriidae, mehrere Einzelzähne und Knochen
*Anoplotherium* sp., mehrere Einzelzähne und Knochen
Mammalia, klein, zahlreiche kleine Knochen

Aves: einige kleine Knochen

Reptilia: Testudinidae, mehrere Plattenstücke
Lacertilia 2—3 sp., zahlreiche Knochenschuppen, mehrere Wirbel
Ophidia, mehrere Wirbel

Amphibia: Salamandridae, zahlreiche Wirbel

Gastropoda: 3 vererzte Anfangsgewinde, darunter cf. *Discus* oder *Punctum*

Nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. N. Schmidt-Kittler gehören die *Pseudosciurus*- und *Suevosciurus*-Zähne zu kleinen, primitiven Formen nahe denjenigen von Ehrenstein und bekunden damit tiefunteroligozänes Alter; die übrige Fauna widerspricht dem nicht.

Möhren 22

Durch seine intensiven Begehungen hat Herr Dr. Heissig (1970, 1973, 1977 und 1978) im Gebiet von Möhren bei Treuchtlingen die Zahl der fossilführenden oligozänen Spaltenfüllungen auf über zwanzig, darunter einige besonders reiche, gebracht. Im Weißjura-Delta-Steinbruch (Treuchtlinger Marmor) der Firma Johann Kiefel und Ludwig Maier in Möhren, im Winkel zwischen den Straßen nach Rehlingen und Gundelsheim, fand ich am 28. März 1976 in der Nordecke in einer vertikalen, 10 bis 40 cm breiten, etwa 6 Meter nach oben verfolgbaren Spalte einen hellgelbbraunen Lehm mit Knochenbruchstückchen. Das Schlämmen von etwa 50 kg Lehm ergab einige bestimmbare Zähnchen. Leider wurde die Stelle im Verlauf des Steinbruchbetriebes bis auf weiteres unzugänglich. Der Lehm enthält reichlich kleine Kalkkonkretionen mit Schwundrissen in Art von Lößkindeln mit 2 bis 5 cm Durchmesser. Im Schlämmrückstand fanden sich massenhaft feine Kalkröhrchen („Wurzelröhrchen") einzeln und in Gruppen zu kleinen Konkretionen vereinigt, dazu Bohnerzkörner, die zum Teil zerbrochen sind, gerollte Quarzkörner, gebräunte Weißjurakalk-Bröckchen und Kalzit-Aggregate. Aus dem Weiß-

jura-Delta-Nebengestein stammen Porifera-Nadelgerüste, *Ceriopora*-Ästchen, *Serpula*- und *Genicularia*-Röhrchen, Terebratel-, Gastropoden- und Ostreen-Schalenreste, Belemniten-Bruchstücke, „*Cidaris*"- und *Rhabdocidaris*-Stacheln, *Balanocrinus*-Stielglieder, Ophiuroidea-Armglieder, Selachii- und Ganoidei-Zähnchen, sowie winzige, zum Teil idiomorphe Bergkristalle und kleine Pseudomorphosen von Brauneisen nach Pyrit. Die Spalte hat zwar bisher nur wenige Säugerreste geliefert; da sie aber mit keiner anderen in Verbindung steht, wird sie getrennt gehalten. Inventar-Nummer: Sammlung München 1976 IX.

Mammalia: Talpidarum sp., ein Zähnchen
*Pseudosciurus suevicus* Hensel, einige Zähnchen
Theromyidarum sp., ein Zahnfragment
Mammalia, klein, einige Knochenreste.

Herr Dr. Schmidt-Kittler teilte mir freundlicherweise zu den *Pseudosciurus*-Zähnchen mit, daß sie wegen ihrer primitiven Merkmale auf Unteroligozän schließen lassen.

Weißenburg 9 (Abb. 1 a—b)

Erste Nennungen: Dehm & Fahlbusch 1970: 360, Abb. 1; Schmidt-Kittler 1971 b: Tabelle 8.

Im Weißjura-Delta-Steinbruch der Marmorwerke Weißenburg an der Straße nach Eichstätt, und zwar an dem von Westen in den Bruch vorspringenden, stehengelassenen Pfeiler, entdeckte Vorarbeiter Anton Vögele im Herbst 1966 in einem gelbbraunen, sandigen, an Bohnerz stellenweise reichen Spaltenlehm stark fossili-

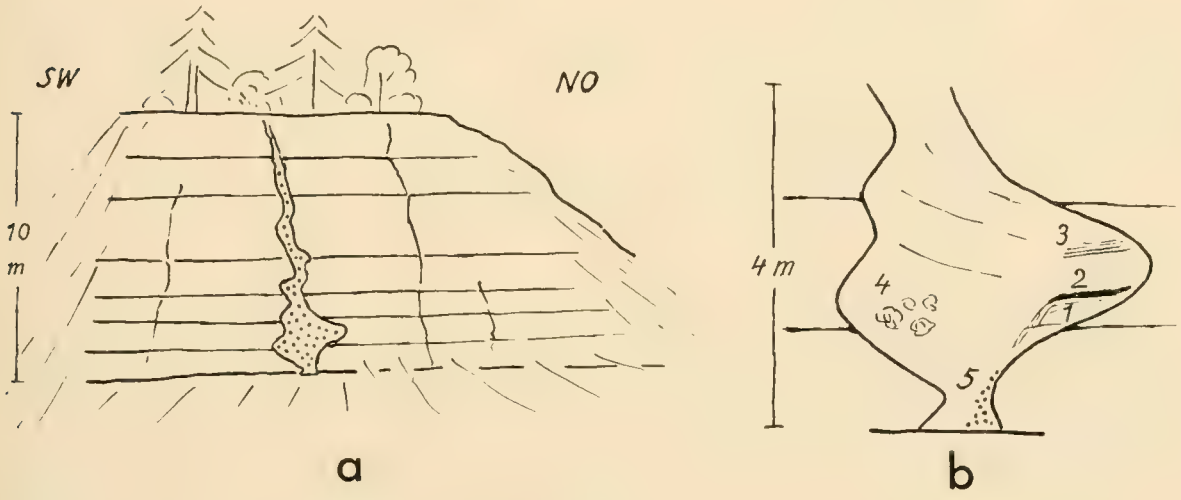



Abb. 1: Unteroligozäne Spaltenfüllung Weißenburg 9 im Steinbruch der Marmorwerke Weißenburg, an der Straße nach Eichstätt; Weißjura Delta, Treuchtlinger Marmor (Bankung nicht maßstabgerecht). a) Gesamtansicht. b) Ausschnitt des erweiterten unteren Teils: 1. hellgraubrauner feinstgeschichteter Kalksinter mit feinen dunkleren Bändern, oben bedeckt von einer bis 2 cm starken Lage von schwarzem Manganoxyhydroxyd; 2. gelbbrauner grusiger, sehr lockerer und feingeschichteter Sinterkalk mit gelbem Lehm; 3. fein lamellierte Kalkbänkchen; 4. stellenweise größere gelblichweiße zerfallende Kalkkonkretionen; 5. dichter gepacktes Bohnerz; im übrigen gelbbrauner und zuweilen grünlicher, sandiger Lehm mit Andeutung von Schichtung oder Setzung. Skizze vom 13. Februar 1971.

sierte Einzelzähne und Knochenstücke, die er mir am 5. Oktober 1966 übergab. Die derben Knochenstücke sind durch Brauneisen- und Manganoxyhydroxyd-Krusten meist dunkelbraun bis schwarz verfärbt; an ihnen haftet Bohnerz. Die unregelmäßig 20 bis 170 cm breite Spalte ließ sich in den folgenden Jahren bis zu einer Höhe von etwa 10 Metern über der Hauptsohle des Bruches verfolgen; an durch Kalklösung erweiterten und ausgerundeten Schichtfugen verbreitert sie sich merklich und läßt an solchen Stellen auch Kornsortierung und Schichtung erkennen. Neben Weißjurablöcken bis zu 25 cm Durchmesser und zerfallenden Kalkkonkretionen enthält der meist sandige Lehm massenhaft kleinere, gelbbraun verfärbte Weißjurastücke und stellenweise Bohnerzkörner, die zum Teil zerbrochen und abgerollt sind. Im Schlämmrückstand bilden mäßig bis gut gerundete Quarzkörner, Kalzitsplitter, zerbrochene Bohnerze, Brauneisen- und Manganoxyhydroxyd-Bröckchen die Hauptmasse. Weißjura-Fossilien sind spärlich: *Ceriopora*-Ästchen, *Serpula*-Röhrchen, Belemniten-Bruchstücke, *Balanocrinus*-Stielglieder, *„Cidaris"*- und *Rhabdocidaris*-Stacheln; ebenso mm-große idiomorphe Bergkristalle. Die Wirbeltierreste sind meist abgerollt und verstreut eingelagert, nur in Nischen der erweiterten Schichtfugen ab und zu etwas angereichert. Herrn Vögeles und meine eigenen Funde wurden durch solche der Herren Prof. Dr. V. Fahlbusch, Dr. J. Gregor und Dr. N. Schmidt-Kittler erst gut auswertbar. Inventar-Nummer: Sammlung München 1966 XXXVII.

Zu den bereits (1970: 360) genannten Arten sind einige Ergänzungen gekommen; die Fauna setzt sich nunmehr folgendermaßen zusammen:

Mammalia: Creodonta indet.
*Cynodictis* sp.
*Pseudosciurus suevicus* Hensel
*Suevosciurus fraasi* (F. Major)
*Palaeotherium medium* Cuvier
*Palaeotherium duvali* Pomel
cf. *Plagiolophus* sp.
*Anoplotherium pompeckji* Dietrich
Gelocidae indet.
Aves: indet.
Reptilia: Testudinidae
Gastropoda: *Glandina* sp.

An der Alterseinstufung als Unteroligozän haben die Ergänzungen nichts geändert; die altertümliche Form des *Pseudosciurus* und die Palaeotherien lassen auf unteres oder mittleres Unteroligozän schließen.

In der Zusammensetzung der Fauna — Vorherrschen großwüchsiger Formen — und in der stark fossilisierten Erhaltung gleichen die Fundstücke aus Weißenburg 9 ganz denjenigen, die mir Prof. Dr. L. Krumbeck — Erlangen aus Weißenburg 1 ausgeliehen hatte; ich halte es, auch nach der Situation im Steinbruch, für möglich, daß Weißenburg 9 eine Fortsetzung von Weißenburg 1 darstellt. Die große Menge des Füllmaterials in der relativ breiten Spalte läßt zusammen mit dem Abrollungsgrad der meisten Knochen an ein stattliches Karstgerinne denken.

Ehingen 15

Der ehemalige große Weißjura-Epsilon-Steinbruch von Theodor Jörg an der Straße von Ehingen (Donau) nach Kirchen (Dehm 1970: 321—330, Abb. 1), der bis 1970 insgesamt 14 fossilführende Spaltenfüllungen, soweit bestimmbar sämtliche mitteloligozänen Alters, erschlossen hatte, ist stillgelegt und dient jetzt als Wanderparkplatz; damit können weitere Spaltenfüllungen, die durchaus zu erwarten wären, kaum noch zutagekommen.

Bei einer Begehung am 24. Juni 1971 war am Beginn der Auffahrt von der Hauptsohle zur oberen Sohle rötlicher und gelblicher Spaltenlehm aufgeschüttet, der sich als knochenführend erwies. Die gewinnbaren 15 kg lieferten beim Schlämmen außer Weißjura-Fossilien aus dem Nebengestein — Porifera-Kieselgerüste, *Ceriopora*-Ästchen, *Serpula*-Röhrchen, *Dimyodon*-Schalenstückchen, *Pentacrinus*-Stielglieder, „*Cidaris*"- und *Rhabdocidaris*-Stacheln — Bohnerzkörner und Braun-eisenbröckchen, sowie Kleinwirbeltier-Reste in einzelnen Zähnchen und Knöchelchen. Inventar-Nummer: Sammlung München 1971 XXIII.

Mammalia: *Sciurodon* sp.
*Pseudosciurus suevicus* Hensel
*Suevosciurus fraasi* (F. Major)
Cricetodontidae 2—3 sp.
*Melissiodon schaubi schaubi* Dehm
*Cainotherium* sp.
Gelocidarum sp.
Reptilia: Ophidia, Wirbel
Amphibia: Salamandridae, Wirbel
Gastropoda: *Pomatias* sp., Operculum

Die Fauna stimmt mit keiner der von Ehingen bisher bekannt gewordenen ganz überein, da dort *Pseudosciurus* und *Melissiodon* noch nicht zusammen angetroffen worden sind. An der Einreihung ins Mitteloligozän kann aber kein Zweifel herrschen; eine genauere Einstufung wird erst die spezielle Bearbeitung liefern.

Burgmagerbein 3 (Abb. 2)

Der durch K. Schalk (1957: 70—91) bekannt gewordene Weißjura-Delta-Steinbruch von Burgmagerbein 14 km SO Nördlingen hat in seinem vorderen westlichen Teil die von Schalk entdeckte oberoligozäne Spaltenfüllung Burgmagerbein 1 und im mittleren Teil die von Heissig entdeckte mitteloligozäne Burgmagerbein 2 geliefert. Am 21. Juli 1972 bemerkte ich am Oberrand des nördlichen Teils der Steinbruch-Ostwand brockigen Roterdekalk mit Bohnerzkörnern in einer 10 bis 60 cm breiten Kluft des Weißjura. Diese Kluft war vom Oberrand des Steinbruchs auf drei Meter nach unten verfolgbar und ist im Verlauf der Steinbruchsarbeiten bis zur Hauptsohle des Bruchs, etwa auf zwölf Meter Höhe, aufgeschlossen worden. Stellenweise enthielt der Roterdekalk in anscheinend ganz regelloser Verteilung kleine Knochen, Einzelzähne und auch Kieferchen von Wirbeltieren. An einzelnen Stellen der Spalte befand sich neben dem Roterdekalk eine lehmig-grusige Füllung von rötlicher und gelbgrünlichgrauer Farbe, worin gleichfalls einzelne Zähnchen und Knochensplitter, sowie Bohnerzkörner, Manganoxyhydroxyd-Bröckchen und wenig gerundete Quarze enthalten waren.

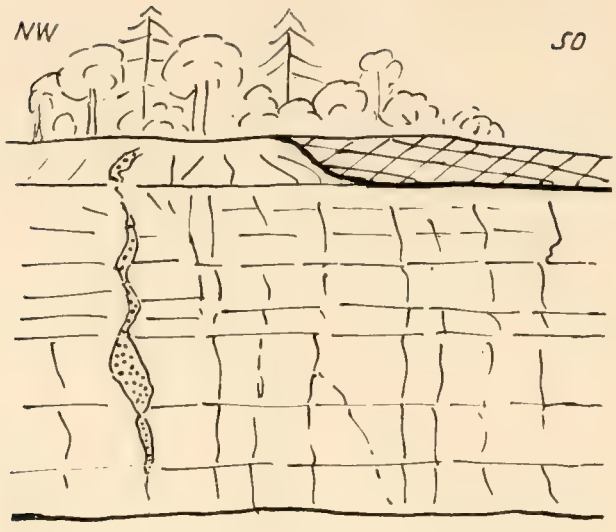



Abb. 2: Mitteloligozäne Spaltenfüllung Burgmagerbein 3 im großen Steinbruch von Burgmagerbein; Aufschlußhöhe bis 15 m. Weißjura Delta, infolge der Ries-Nähe stark beansprucht und von unzähligen Klüften und Sprüngen durchsetzt, nur für Schottergewinnung brauchbar (Bankung nicht maßstabgerecht). Die Spaltenfüllung, ein Roterdekalk, war besonders im obersten Teil fossilreich. Rechts oben eine ortsfremde Ries-Trümmermasse aus Weißjura Alpha (linker Teil) und Oberem Braunjura (rechter Teil). Skizze vom 10. August 1971.

Vor allem durch Ätzen mit Essigsäure ist aus etwa 150 kg Roterdekalk das Fossilmaterial gewonnen worden. Inventar-Nummer: Sammlung München 1972 XIV.

| | |
|---|---|
| Flora: | *Vitis teutonica* A. Braun (Vitaceae) (bestimmt W. Jung) |
| | *Toddalia* sp. (Rutaceae, Gregor 1978), Same indet. und weitere Samen in phosphatischer Erhaltung |
| Mammalia: | Insectivora 2—3 sp. |
| | *Sciurodon* sp. |
| | *Pseudosciurus suevicus* Hensel |
| | *Suevosciurus fraasi* (F. Major) |
| | Sciuridarum sp. |
| | Cricetodontidae 2—3 sp. |
| | *Melissiodon* sp. |
| | Gliridae 2—3 sp. |
| | Theridomyidarum sp. |
| | Carnivora 2 sp. |
| | Cainotheriidarum sp. |
| | *Dacrytherium ovinum* Owen |
| Aves: | klein, indet. |
| Reptilia: | Testudinidae, Plattenstücke |
| | Lacertilia, Knochenschuppen, Wirbel |
| | Ophidia, Wirbel |
| Amphibia: | Salamandridae, Wirbel |
| Arthropoda: | Isopoda, cf. Oniscidae 1—2 sp. |
| | Insecta ? |

Gastropoda: cf. *Pomatias*, Operculum
cf. *Glandina*
indet.

Als Alter ergibt sich Mitteloligozän, zunächst noch ohne nähere Einstufung.

Das Besondere von Burgmagerbein 3 gegenüber den bisher bekannt gewordenen oligozänen Spaltenfüllungen im süddeutschen Jura besteht in dem mehrfachen Vorkommen kleiner Samen; deren Substanz ist durch Kalziumphosphat ersetzt worden, wobei Gestalt und Skulptur erhalten geblieben sind. Es ist wohl kaum anzunehmen, daß die Ursache solch ungewöhnlicher Erhaltungsweise ein nur lokales Phänomen ist, sondern eher in klimatischen Bedingungen und deren Auswirkung auf die bodennahe Luftschicht und auf den Boden selbst zu suchen ist. Vermutlich sind die unscheinbaren Samen an anderen Stellen bisher übersehen worden.

Eine geologische Besonderheit der Lokalität von Burgmagerbein 3 besteht noch darin, daß sie im Obermiozän von ortsfremden Ries-Trümmermassen überfahren worden ist; solche sind in wenigen Metern Entfernung als Oolithkalke des Oberen Braunjura und als Mergelkalke des Unteren Weißjura noch erhalten.

### 2.3 Untermiozän (Agenium = Aquitanium)

Schaffhausen (Harburg) 1

Erste Nennungen: D. Müller 1969: 92; W. v. Koenigswald 1970: 53.

Herr Dr. med. vet. Wulf-Dietrich Kavasch in Hohenaltheim bei Nördlingen im Ries hatte die Freundlichkeit, mir auf meine Bitte folgenden Bericht zu geben:

„Bericht über die Entdeckung der fossilführenden Spaltenfüllung von Schaffhausen

Ende Juni 1964 nahmen wir (Julius Kavasch und Sohn Wulf-Dietrich Kavasch) wie an jedem Sonntag eine geologische Geländebegehung vor, die uns in die Gegend von Schaffhausen führte, wo wir einen im Zuge von Straßenbaumaßnahmen frisch eröffneten Aufschluß untersuchen wollten. Da hier für den Straßenbau Weißjuragries gewonnen wurde, erwies sich der Aufschluß als relativ uninteressant. Vor dem Verlassen des Aufschlusses fiel meinem Vater noch eine rote Partie am Südrande des Aufschlusses auf. Er wies mich an, noch kurz dieses merkwürdige „rote Gestein" zu untersuchen. Bei näherem Hinsehen stellte es sich heraus, daß es sich um eine rote Tonlage zwischen den Weißjuraschollen von etwa 70 cm Breite und ca. 2—3 m Länge handelte, die sich in Nord-Süd-Richtung erstreckte. Schon beim ersten Hinsehen entdeckte ich eine große Anzahl von Knochenfragmenten und Schneckenresten, was mich veranlaßte, meinen Vater herbeizurufen. Gemeinsam untersuchten wir dann die Fundstelle weiter, wobei wir unter anderem auch zahlreiche Kieferbruchstücke fanden. Wegen dieser zahlreichen Fossilien deuteten wir unseren Fund richtig als Spaltenfüllung. Da uns dieser Fund bedeutsam erschien, packte ich am 2. 7. 64 eine Reihe von Fundstücken zusammen und schickte diese an das Paläontologische Institut nach München z. H. von Herrn Prof. Dr. R. Dehm. Da der weitere Abbau des Aufschlusses bevorstand, war Eile geboten, wollte man die Spaltenfüllung näher untersuchen. Zu unserer großen Freude bekamen wir wenig später Antwort vom Institut und die Zusage, daß sie die Spaltenfüllung einer weiteren Untersuchung durch das Institut für wert hielten. Alles

andere spielte sich in den Sommerferien 1964 ab, wo wir 8 Tage lang bei glühender Hitze einen Teil der Spalte ausräumten."

Der Aufschluß liegt am Waldrand 850 m NNO Schaffhausen östlich der Straße nach Harburg im Ries; er erschließt einen durch das Ries-Ereignis so völlig zertrümmerten Weißjura-Epsilon-Massenkalk, daß er durch kleinere Sprengungen zum Abbau vorbereitet und mittels Schrämmbagger gewonnen werden kann. Nur ganz vereinzelt waren noch feste Massenkalkblöcke, bis zu zwei Kubikmeter groß, enthalten. Gleich dem Massenkalk ist die Spaltenfüllung aufs stärkste betroffen und nur in einzelnen größeren und kleineren Fetzen erhalten. Am ergiebigsten war die bei der Entdeckung angetroffene Partie des roten, meist bröckeligen, zum Teil aber auch kalkig verfestigten Lehms, die sich bei unseren Grabungen am 5. Juli und am 31. Juli 1964, sowie bei denjenigen, von denen Herr Dr. KAVASCH berichtet, von 70—80 cm auf mehr als 2 m verbreiterte und dann rasch auf weniger als einen halben Meter verschmälerte. Bis zu dreißig Meter südlich der ersten Stelle legte der Schrämmbagger in der Folgezeit weitere Fetzen frei, und noch 1973 wurden einzelne kleinere Reste beim Abbau angeschnitten. Das Gestein der Spaltenfüllung blieb vorherrschend der rote, stellenweise verfestigte Lehm; ganz festen Spaltenkalk beobachteten wir nicht, aber des öfteren knollige Kalkkonkretionen. Auch bräunliche, rötliche, gelbliche und grünliche kalkgrusige Partien, die mit den roten zum Teil schlierenartig wechselten, führten Wirbeltierreste, ebenso hellerer, kalkgrusiger, mehr bröseliger Lehm, in dem auch Landschnecken reichlicher vorkamen. Der Schlämmrückstand enthielt nur wenige Fossilien aus dem Weißjura-Nebengestein, einige *Ceriopora*-Ästchen und „*Cidaris*"-Stacheln.

Eine stark abweichende Ausbildung habe ich am 20. Juni 1965 im mittleren Teil der Grube, noch innerhalb des Bereichs der übrigen Lehmfetzen und -schmitzen, vorgefunden: Ein etwa zwei Kubikmeter großer Block von festem, unvergriestem Massenkalk trug an einer Seite in einer Nische Reste eines ganz hellen, grünlichgelblichweißen Spaltenlehmes mit kleinen Bröckchen eines eigentümlich warzenförmigen Kalksinters und mit zahlreichen kleinen Knochen und Kieferstückchen, die dadurch auffallen, daß sie von Kalziumphosphat weiß überkrustet sind. Das erreichbare Schlämmgut von etwa 15 kg lieferte insbesondere Reste von Fledermäusen, dazu einzelne Zähnchen von Nagern, Pfeifhasen und Zwerghirschen, sowie kleine Knochen verschiedener Landwirbeltiere.

Einen weiteren Fetzen des gleichen hellgelblichweißen Kalkgruses fand ich am 21. Juli 1972 nahe der ersten Stelle im Weißjura-Gries freigelegt; nochmals konnten etwa 15 kg zum Schlämmen gewonnen werden. Auch hier waren die meisten Zähnchen und Knochen von weißem Kalkphosphat überkrustet. In diesem Material sind Kieferstücke und vollständige Zähne nur von Kleinsäugern enthalten, von mittelgroßen Säugern wie *Amphitragulus* oder *Palaeochoerus* nur Zahnsplitter. Die kleinen Säuger sind, soweit ansprechbar, die gleichen wie in der Hauptfauna aus dem roten und rötlichgelben Spaltenlehm und -kalkgrus. Zwar sind demnach beide Faunen altersgleich; die unterschiedliche Gesteinsausbildung aber nötigt dazu, sie getrennt zu halten: Hauptfauna als „Schaffhausen (Harburg) 1 (A)" und diejenige aus dem hellen, phosphatreichen Spaltenlehm als „Schaffhausen (Harburg) 1 (B)". Inventar-Nummer für (A) und (B): Sammlung München 1964 XXI.

Schaffhausen (Harburg) 1 (A):
Flora: *Celtis* sp.
Mammalia: Soricidarum sp.
Dimylidarum sp.
Chiroptera 1—2 sp.
*Proailurus* sp.
Amphicyonidarum sp.
cf. *Ursavus* sp.
Carnivora indet.
Sciuridae 1—2 sp.
*Pseudotheridomys parvulus* (SCHLOSSER) (bestimmt von V. FAHLBUSCH)
*Eucricetodon gerandianus* (GERVAIS) (bestimmt von V. FAHLBUSCH)
*Melissiodon* sp.
*Heteromyoxus wetzleri* (SCHLOSSER)
Gliridae 2—3 sp.
Lagomorpha 1—2 sp.
*Palaeochoerus* sp.
*Cainotherium* sp.
*Amphitragulus* cf. *elegans* POMEL
*Amphitragulus* cf. *gracilis* POMEL
Reptilia: Testudinidae, Plattenstücke
Lacertilia, Knochenschuppen, Kiefer- und Wirbelbruchstücke
Ophidia, Wirbel
Amphibia: Salamandridae, Wirbel
Arthropoda: Diplopoda indet.
Gastropoda (bestimmt von E.—D. MÜLLER):
*Abida* cf. *intrusa* (SLAVIK)
*Abida* sp.
*Napaeus (Napaeus) hassicus hassicus* (WENZ)
*Pleurodiscus* cf. *falciferus* (BOETTGER)
*Archaeozonites verticilloides* (THOMAE)
Zonitacea sp.
*Palaeoglandina gracilis gracilis* (ZIETEN)
*Phenacolimax (Phenacolimax)* cf. *puncticulata* (SANDBERGER)
*Galactochilus* sp.
*Leucochroopsis* cf. *crebripunctata* (SANDBERGER)
*Helicodonta involuta involuta* (THOMAE)
*Canariella ?, Caracollina ?*
*Cepaea subglobosa* (GRATELOUP)
*Cepaea* cf. *moguntiana* (DESHAYES)

Schaffhausen (Harburg) 1 (B):
Flora: *Celtis* sp.
Mammalia: Soricidarum sp.
Dimylidarum sp.
Chiroptera 1—2 sp.
Sciuridae 2 sp.
Eomyidae 2—3 sp.

*Eucricetodon* sp.
*Melissiodon* sp.
Gliridarum sp.
Lagomorpha 1—2 sp.
Cervulidae 1—2 sp.
Reptilia: Testudinidae, Plattenstücke
Lacertilia, Knochenschuppen, Wirbel, Kiefer-Bruchstücke
Amphibia: Salamandridae, Wirbel
Gastropoda: Clausiliidarum sp.
Limacidarum sp.
Helicidarum sp.

Die Altersstellung ist zweifellos Aquitanium (= Agenium).

Die zahlreichen Fledermausreste sowie ihre Umkrustung durch Kalkphosphat zeigen an, daß die Entstehung des Spaltenlehms teilweise in einem höhlenartigen Raum vor sich gegangen ist, der Fledermäusen Unterkunft gewährt hatte. Während in den oligozänen Spaltenfüllungen der Phosphorite des Quercy in Frankreich phosphatreiche Ablagerungen sogar wirtschaftlichen Abbau lohnten, haben wir in den süddeutschen Spaltenfüllungen bisher nur ganz vereinzelte und dürftige Phosphatablagerungen; Schaffhausen (Harburg) 1 (B) ist die erste in ihrer Art.

Treuchtlingen 2 (Abb. 3)

Bisherige Nennungen: Fahlbusch 1970: 19, Dehm & Fahlbusch 1970: 358)

Im ehemaligen Weißjura-Delta (Treuchtlinger Marmor)-Steinbruch Glossner, jetzt Sägebetrieb Balz-Pappenheim, auf der Höhe SW Treuchtlingen oberhalb des Friedhofes, war an der NO-Wand die oberoligozäne Spaltenfüllung Treuchtlingen 1 freigelegt und abgebaut worden (Fahlbusch 1970: 19). Zwanzig Meter westlich von dieser Spalte — nahe dem Kran von 1939 — fand ich am 15. April 1963 eine etwa NW/SO laufende, 20 bis 35 cm breite Spalte mit gelblichbraunem, sehr gleichmäßig feinkörnigem, im frischen Zustand schmierigem Lehm, aus dem

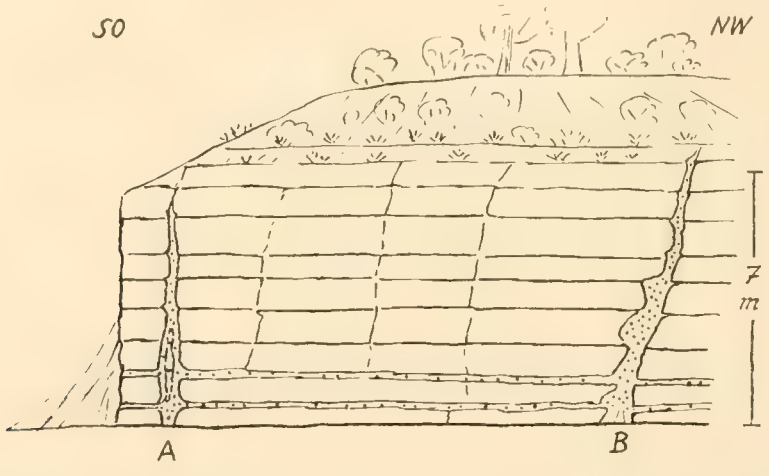



Abb. 3: Untermiozäne Spaltenfüllung Treuchtlingen 2 im ehemaligen Gloßner-Bruch; Weißjura-Delta, Treuchtlinger Marmor (Bankung nicht maßstabgerecht). Die beiden Spalten A und B stehen durch lösungserweiterte Schichtfugen miteinander in direkter Verbindung. Skizze vom 10. Juni 1972.

Knochenreste ausgespült waren; Schlämmproben erwiesen sich als einigermaßen ergiebig. Durch den weiteren Abbau wurden in einem Bereich von 35×10 Metern nacheinander drei vertikale, lehmgefüllte Spalten freigelegt, die untereinander und mit der Spalte von 1963 durch lösungserweiterte und lehmgefüllte Schichtfugen verbunden waren. Der Lehm war zwar meist gleichmäßig gelblich und speckig, enthielt aber besonders in den Partien, die auch die kleinen Wirbeltierreste führten, reichlich Sand und lagenweise sogar Gerölle, die sich an einigen Stellen zu dichter Packung anreicherten. Die Wirbeltierreste bestanden zum größten Teil aus einzelnen Zähnchen und kleinen Knochen; nur ganz wenige, unvollständige Kieferstücke wurden erhalten.

Der Schlämmrückstand — etwa 600 kg Lehm wurden geschlämmt — ist außerordentlich mannigfaltig zusammengesetzt. Aus dem Weißjura-Delta-Nebengestein stammen mehr oder weniger gerundete, oft korrodierte Kalksteinbröckchen, winzige idiomorphe Bergkristalle und ebenso kleine Pseudomorphosen von Brauneisen nach Pyrit, vor allem aber meist verkieselte Kleinfossilien: Porifera-Kieselnadelgerüste, sehr zahlreiche *Ceriopora*-Ästchen, *Serpula*-Röhrchen, Brachiopoda- und Lamellibranchiata-Brut und -Bruchstücke, Belemniten-Bruchstücke, winzige *„Cidaris"*, *„Cidaris"*- und *Rhabdocidaris*-Stacheln, *Balanocrinus*- und *Pentacrinus*-Stielglieder, *Eugeniacrinus*-Kelche, Ophiuroidea-Armglieder und Selachii-Zähnchen. Die Hauptmasse des Schlämmrückstandes bilden Komponenten, die aus einer alttertiären oder kreidezeitlichen Überdeckung über dem Weißjura stammen müssen; neben gelbbraun verfärbten Weißjurakalkbröckchen sind es Hornsteinsplitter und Stückchen von Kieselplatten, wie sie dem Weißjura Unterzeta eigen sind; noch stärker ist Sand mit meist hellgrauen und honiggelben, seltener rosafarbenen oder glasklaren Quarzkörnern beteiligt; Bohnerzkörner müssen dem Alttertiär zugeschrieben werden, desgleichen wohl auch gelbliche Kalkbröckchen mit eingebackenen Quarzkörnchen und winzigen Bohnerzen. Kalzitsplitter, zum Teil gerollt, dürften aus dem Belag der Spaltenwände stammen. Weiße, gelbliche und bräunliche Kalkbröckchen mit weißschaligen Schneckenresten, die leider zu winzig sind um sie sicher zu bestimmen — *Hydrobia*?, *Bythiospeum*?, *Planorbis*, cf. *Carychium* —, könnten aus einer Süßwasserablagerung kommen, wie sie ähnlich in dem mitteloligozänen *Pomatias*-Süßwasserkalk auf dem Weißjura Delta von Treuchtlingen, insbesondere beim Heunischhof (W. Wagner 1960: 137, E.-D. Müller 1972: 101, 120—123 und Beilage 4) erhalten geblieben sind. Hellgelbliche Mergelbröckchen mit sehr kleinen marinen Schnecken — *„Turbo"*, — *„Trochus"* — und einzelne solche Schneckchen können vorerst nicht zugeordnet werden; ob sie einer bisher im Weißjura von Treuchtlingen nicht beobachteten, eigentümlichen Mergellage entstammen, muß offen bleiben.

Wie aus dieser Mannigfaltigkeit hervorgeht, müssen sich im Treuchtlinger Gebiet recht intensive Aufarbeitungsvorgänge abgespielt haben. Es ist daher auch nicht verwunderlich, daß sich unter den Wirbeltierresten aus der Spaltenfüllung auch einige einzelne Zähnchen befinden, die aus der Aufarbeitung älterer Spaltenfüllungen hergeleitet werden müssen. *Pseudosciurus*-, *Suevosciurus*- und Theridomyidae-Zähnchen bezeugen eine der bisher im Treuchtlinger Bereich selbst noch nicht (S. 308), aber in der Nähe, bei Möhren, zahlreich nachgewiesenen unter- bis mitteloligozänen Spaltenfüllungen. *Archaeomys*- und *Issiodoromys*-Zähnchen könnten aus der nur 20 bis 30 Meter entfernten oberoligozänen Spaltenfüllung Treuchtlingen 1 stammen. Inventar-Nummer: Sammlung München 1969 XXIII.

Mammalia: Insectivora, div. sp.
Chiroptera 1—2 sp.
*Palaeogale* sp.
Carnivora div. gen.
*Sciurus* cf. *costatus* FREUDENBERG
Sciuridae große Form
*Steneofiber* sp.
*Pseudocricetodon* sp.
Cricetodontidae 1—2 sp.
*Melissiodon* cf. *emmrichi* SCHAUB
*Heteromyoxus wetzleri* (SCHLOSSER)
Gliridae 2—3 sp.
*Palaeochoerus* sp.
*Cainotherium* sp.
*Plesiomeryx* sp.
Cervulidae 1—2 sp.
Aves: indet.
Reptilia: Testudinidae, Plattenstücke
Lacertilia, Knochenschuppen, Wirbel
Amphibia: Salamandridae, Wirbel
Gastropoda: *Pomatias* sp., Operculum
Limacidarum sp., Kalkplättchen

Das Alter als Aquitanium (= Agenium) hat sich bereits aus den ersten Funden ergeben und ist durch die weiteren bestätigt worden.

Weißenburg 6

Bisherige Nennungen: A. MÜLLER 1967: 9, 18—23; FAHLBUSCH 1968: 221; FAHLBUSCH 1970: 130; W. v. KOENIGSWALD 1970: 52—53; DEHM & FAHLBUSCH 1970: 359—360 und Abb. 1.

Im Weißjura-Delta-Steinbruch der Marmorwerke Weißenburg an der Straße nach Eichstätt beobachtete ich am 18. Mai 1961 in der Südwand 25 Meter östlich der mittelmiozänen Spaltenfüllung Weißenburg 5 (S. 304) eine weitere Ost/West-Spalte mit knochenführendem, gelbem Lehm. Die Spalte ist tektonisch bedingt; an ihr sind die Weißjura-Dickbänke gegeneinander versetzt und zwar sind die südlichen um 50 cm gehoben.

Mehrmalige Besuche mit meinen Söhnen PETER und CHRISTIAN, sowie mit Herrn Dr. V. FAHLBUSCH ließen uns etwa 350 kg Lehm zum Schlämmen gewinnen, besonders aus einer durch Lösung erweiterten, horizontalen Schichtfuge, wo der Spaltenlehm ziemlich sandig war.

Der Schlämmrückstand enthielt zahlreiche wasserhelle und gelblich-honigfarbene, seltener rosa Quarze, Kalkspat-Splitter und -Kleindrusen, Bohnerzkügelchen und Bruchstücke davon; aus dem Weißjura-Delta-Nebengestein stammen meist verkieselte Kleinfossilien: Porifera-Kieselnadeln, *Ceriopora*-Ästchen, *Megerlea, Dimyodon,* Gastropoda, Belemniten-Bruchstücke, Crinoidea-Stielglieder, „*Cidaris*"-Stacheln, Ophiuroidea-Armglieder und Selachii-Zähnchen; dazu idiomorphe kleine Bergkristalle.

Die Wirbeltierreste bestehen fast ausschließlich aus einzelnen Zähnchen und

Knochen; nur wenige bezahnte Kiefer konnten gewonnen werden. Inventar-Nummer: Sammlung München 1961 XII.

Mammalia: *Peratherium* ? sp.
Erinaceidarum sp.
Soricidarum sp.
*Dimyloides stehlini* Hürzeler
Talpidarum sp.
Chiroptera 1—2 sp.
Mustelidae 1—2 sp.
*Sciurus* sp.
*Ameniscomys* aff. *selenoides* Dehm
*Steneofiber* sp.
*Cricetodon* aff. *haslachensis* Schaub
*Plesiosminthus* sp.
*Melissiodon* sp.
*Apeomys türkheimae* Fahlbusch
*Pseudotheridomys* aff. *parvulus* (Schlosser)
*Rhodanomys* aff. *schlosseri* Deperet & Douxami
Gliridae 2—3 sp.
*Cainotherium* sp.
Cervulidae 2—3 sp.
Rhinocerotidarum sp. indet.
*Protapirus* sp.

Aves: indet.

Reptilia: Testudinidae, Plattenstücke, Knochen
Lacertilia, Knochenschuppen, Wirbel
Ophidia, Wirbel

Amphibia: Salamandridae, Wirbel
Anura ?, Knochen

Das Alter, Aquitanium (= Agenium), wie es A. Müller (1967) an den Dimylidae erkannt hat, bestätigt sich in den anderen Funden, und zwar ist es sehr hohes Aquitanium.

### 2.4 Mittelmiozän (Orleanium, Unteres Aragonium = Burdigalium + Helvetium)

Altheim 1

Herr Prof. Dr. Walter G. Kühne, Freie Universität Berlin, hatte die Freundlichkeit, mir unter dem 15. Juni 1974 die ausgeschlämmten Kleinwirbeltiere zu überlassen, die er 1958 aus einer von ihm entdeckten Spaltenfüllung bei Altheim auf der östlichen Schwäbischen Alb, 20 km NNO Ulm an der Donau, gewonnen hatte. Herr Prof. Kühne, dem ich auch hier herzlich danke, teilte mir dazu seine damalige Feldnotiz mit: „Östlich des Ortes 2 Brüche, beide aufgelassen; der westliche liefert in 4 kg braunen Bohnerz-freien Lehmen Kleinfauna: Rodent., Chiropt. Im Lehm auf der Bruchsohle einziger Kiefer mit Bezahnung und 1 Lacert. Wirbel" und fügte bei: „Dort an der Ostwand, in einem damals wohl nicht mehr als 5 m hohen Stoß, entnahm ich die 4 kg. Ein Jahr später fand ich diese Stelle nicht mehr!"

Das Weißjuragestein der beiden Steinbrüche östlich von Altheim, ist, wie der heute noch zugängliche, östliche Bruch am „Schönbühl" zeigt, ein an Echinodermen-

resten reicher, nur stellenweise geschichteter Riffschuttkalk des Weißjura Epsilon. Der Schlämmrückstand enthält dementsprechend: *Ceriopora*-Ästchen, *Serpula*-Röhrchen, *Megerlea*, cf. *Terebratulina*, winzigen „*Cidaris*", „*Cidaris*"-Platten und -Stacheln, *Balanocrinus*-, *Pentacrinus*- und vor allem *Apiocrinus*-Stielglieder zum Teil noch im Zusammenhang und mit Spuren von Bohrorganismen, Selachii-Zähnchen. Die tertiären Wirbeltierreste bestehen mit Ausnahme eines mit vier Zähnen besetzten *Prolagus*-Unterkiefers nur aus isolierten Zähnchen und Knochen. Inventar-Nummer: Sammlung München 1974 XI.

Mammalia: Talpidarum sp.
Erinaceidarum sp.
Chiroptera 2 sp.
*Heteroxerus* cf. *hürzeleri* Stehlin & Schaub
*Sciurus* cf. *costatus* Freudenberg
*Megacricetodon* n. sp.
*Copemys (Democricetodon)* sp.
*Melissiodon* aff. *dominans* Dehm
Gliridae 2—3 sp.
*Ligerimys* sp.
*Prolagus* aff. *oeningensis* (König)
Cervulidae 1—2 sp.

Reptilia: Lacertilia, Knochenschuppen, Wirbel

Das Alter ergibt sich aus den Nager-Arten, die jünger einzustufen sind als das Burdigalium von Wintershof-West und sich damit Erkertshofen 1 nähern. Ob Altheim 1 jünger als Erkertshofen 1 anzusetzen ist, wird erst die spezielle Bearbeitung ergeben; nach der *Prolagus*-Form scheint dies nicht ausgeschlossen zu sein.

Weißenburg 5

Bisherige Nennungen: Donderer 1962: 45—46, A. Müller 1967: 9, Dehm & Fahlbusch 1970: 360 und Abb. 1.

Aus dem gleichen Steinbruch wie Weißenburg 9 (S. 293) und Weißenburg 6 (S. 302) überbrachte mir am 10. Mai 1961 cand. geol. E. Donderer, der damals das SO-Viertel des Blattes Nennslingen für seine Diplomarbeit aufnahm, einen Karton voll Knochenreste, die Vorarbeiter Anton Vögele aus einer Ost/West-Spalte nahe der Südwand des Bruches beim frischen Abbau aufgesammelt hatte; desgleichen erhielt ich von Herrn Vögele am 18. Mai 1961 nochmals zwei Schachteln mit Knochen von derselben Stelle. Leider hatte sich die Spalte nach unten bereits so rasch verengt, daß bei diesem und bei späteren Besuchen nur ganz wenig von dem gelbbraunen, lichtgelben und stellenweise grünlichen, ziemlich schmierigen Lehm geborgen werden konnte. Inventar-Nummer: Sammlung München 1961 XXI.

Mammalia: Insectivora 1—2 sp.
*Plesictis* aff. *humilidens* Dehm
Machairodontidarum sp.
*Cricetodon* sp.
*Melissiodon* sp.
Lagomorpha 1—2 sp.
*Palaeochoerus* sp.
*Lagomeryx* cf. *parvulus* Roger
Cervulidae 1—2 sp.

Reptilia: Testudinidae, Plattenstücke
Amphibia: Salamandridae, Wirbel

Die Altersstellung bestimmt sich nach dem geweihtragenden Cervuliden *Lagomeryx* als Post-Aquitanium; da einige Nager und ein Carnivore Formen der altburdigalen Spaltenfauna von Wintershof-West nahe stehen, dürfte Weißenburg 5 etwa gleichaltrig, also Burdigalium, sein.

Erkertshofen 1 (Abb. 4)

Bisherige Nennungen: Fahlbusch 1966: 109—131 mit erstem Bericht 110—111; A. Müller 1967: 39—42 und 71—73; W. v. Koenigswald 1970: 61—65; Fahlbusch 1970: 22, 102 mit Abb. 42.

Im „Jura-Marmorbruch Ludwig Niefnecker, Betrieb Erkertshofen" etwa 1 km westlich Erkertshofen, nördlich der Straße nach Petersbuch, wurde im August 1962 eine Lehm führende Spalte angeschnitten (vgl. Bericht Fahlbusch 1966). Herr Prof. Dr. Fr. X. Mayr überließ uns die ihm aus der Spalte überbrachten Knochenreste, ebenso wie die von ihm zusammen mit Herrn Prof. Dr. Fritz Rauh aufgesammelten in freundlicher Weise und wies uns auf die Fundumstände hin. Das Weißjura-Gestein ist gut gebankter, schwammreicher Weißjura Delta (Treuchtlinger Marmor). Die Spalte (Abb. 4) war bis zur Sohle des Steinbruchs ca. 16 m tief aufgeschlossen. Sie enthielt gelbbraunen Lehm, der, auch soweit man aus den von unzugänglichen Stellen herabgerieselten Mengen schließen konnte, verhältnismäßig

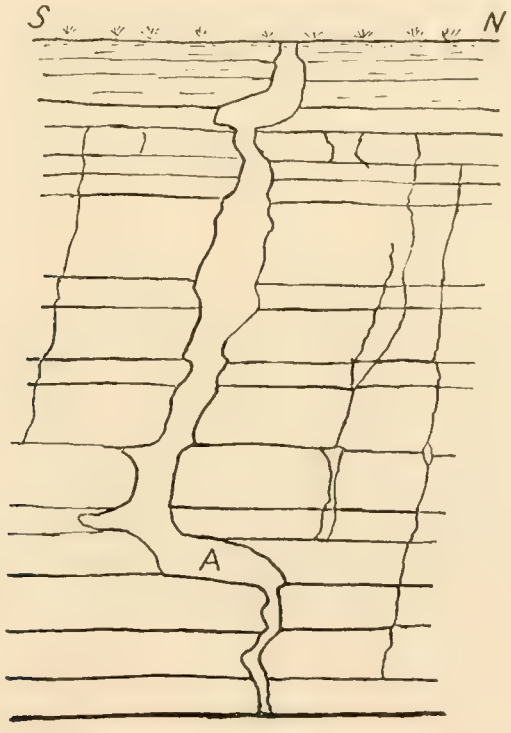



Abb. 4: Mittelmiozäne Spaltenfüllung Erkertshofen 1 im 16 Meter eingetieften Steinbruch von Ludwig Niefnecker ca. 1 km W Erkertshofen; Weißjura-Delta, Treuchtlinger Marmor (Bankung nicht ganz maßstabgerecht). Die Spalte enthielt sehr einheitlichen gelbbraunen Lehm; Knochenführung kam erst in den tieferen Teilen, von der Erweiterung bei A an nach abwärts. Skizze vom 10. September 1962.

einheitlich war; er enthielt außer Brauneisen-Bröckchen und angewitterten Weißjurakalkstein-Stücken nur einzelne ausgewitterte Kieselschwämme. Im Schlämmrückstand des fossilführenden Lehms waren an Weißjurafossilien enthalten: Porifera-Stückchen, *Ceriopora*-Ästchen, *Serpula*-Röhrchen, *Rhynchonella*-Schalenstükke, Belemniten- und Aptychen-Bruchstücke, „*Cidaris*"-Stacheln, Teleostei-Wirbelchen.

Knochenführung wurde, wie mir Herr Alfred Niefnecker, der Sohn von Herrn Ludwig Niefnecker sagte, erst in den tiefen Teilen beobachtet. Größere Knochen waren in Bruchstücken erhalten, mittelgroße auch vollständig; von kleineren Tieren fanden sich im Schlämmrückstand fast nur Kieferbruchstücke, einzelne Zähnchen und Wirbelchen, von einigen Formen aber sehr zahlreich. Inventar-Nummer: Sammlung München 1962 XIX.

Mammalia: *Peratherium frequens erkertshofense* W. v. Koenigswald
Erinaceidarum sp.
Talpidarum sp.
*Plesiodimylus hürzeleri* A. Müller
*Cordylodon intercedens* A. Müller
Chiroptera 1—2 sp.
*Sciurus* sp.
*Democricetodon minor franconicus* Fahlbusch
*Neocometes similis* Fahlbusch
*Ligerimys florancei* Stehlin & Schaub
Gliridarum sp.
Nager-Spuren an Knochen mittelgroßer Sänger
Lagomyidarum sp.
*Pseudaelurus* sp.
Mustelidae, u. a. *Palaeogale*, 2—3 sp.
Rhinocerotidarum sp.
*Palaeomeryx* sp.
Cervulidae 2 sp.
Aves: Kleinformen, Knochen
Reptilia: Testudinidae, zahlreiche Plattenstücke
Lacertilia, Knochenschuppen, Knochen, Wirbel, Kiefer
Ophidia, Wirbel, Zahn
Amphibia: *Salamandra broilii* Schlosser, Wirbel (bestimmt R. Estes 1974)
*Chelotriton paradoxus* Pomel, Wirbel (bestimmt R. Estes 1974)

Das Alter bestimmt sich nach den gegenüber den altburdigalen Dimyliden von Wintershof-West, Schnaitheim 1 und Bissingen 1 etwas jüngeren (A. Müller 1967: 41, 73) als mittleres oder jüngeres Burdigalium (= oberes Orleanium); die übrigen Formen widersprechen dem nicht.

## 3. Übersicht über die seit 1961 beschriebenen tertiären Spaltenfüllungen im süddeutschen Jura

Die folgende Übersicht muß sich auf den nordöstlichen Schwäbischen und südwestlichen Fränkischen Jura beschränken. Im südwestlichen Schwäbischen Jura sind — infolge des Rückganges günstiger Aufschlüsse — keine weiteren fossilführenden Spaltenfüllungen beobachtet worden, obgleich sie nach früheren Funden vor allem im Dreieck Reutlingen—Tuttlingen—Sigmaringen erwartet werden könnten. Völlig frei, trotz mehrfacher eigener Bemühungen, ist noch immer der östliche Fränkische Jura von Staffelstein bis Regensburg-Kelheim geblieben; erst nach Südwesten, wo sich die ehemalige Oberkreide-Bedeckung der Jura-Hochfläche gegen das Nördlinger Ries ausdünnte, treten fossilführende tertiäre Spaltenfüllungen mehr und mehr auf.

Die Nennung geschieht innerhalb der Altersstufen von Südwesten — nordöstlicher Schwäbischer Jura — nach Nordosten — südwestlicher Fränkischer Jura —; sie bringt der Reihe nach folgende Angaben: Bezeichnung der Spaltenfüllung, und zwar Ortsnamen mit laufender Ziffer entsprechend dem früheren Vorschlag (Dehm & Fahlbusch 1970: 351 bis 364): Zeit der Entdeckung; Namen des Entdeckers; Autor der Erstbeschreibung; gegebenenfalls weitere Autoren; gegebenenfalls besondere Angaben.

### 3.1 Eozän

Rohrach 1: 7. Juni 1975; K. Heissig; Heissig 1978: 240

### 3.2 Unteroligozän (Headonium)

Arnegg 2: Oktober 1963; J. Palmowski; Dehm & Fahlbusch 1970: 387
Arnegg 3: Juni 1973; N. Schmidt-Kittler; Schmidt-Kittler 1977: 182
Herrlingen 2: Oktober 1964; J. Palmowski; Palmowski & Wachendorf 1966: 231
Herrlingen 3: 26. April 1972; N. Schmidt-Kittler; Schmidt-Kittler 1977: 181
Ehrenstein 1 (A): 19. April 1968; N. Schmidt-Kittler; Schmidt-Kittler 1969: 201—208
Ehrenstein 2: 26. Oktober 1973; N. Schmidt-Kittler; Schmidt-Kittler 1977: 179
Ehrenstein 3: 26. Oktober 1973; N. Schmidt-Kittler; Schmidt-Kittler 1977: 180
Ehrenstein 6[1]): 8. August 1972; N. Schmidt-Kittler; Schmidt-Kittler 1977: 180
Oppertshofen 2: 31. August 1974; R. Dehm; S. 291—292
Möhren 3: 1957—1960; H. Schmidt-Kaler; Schmidt-Kaler 1962: 23
Möhren 6: 15. August 1969; K. Heissig; Heissig 1970: 335
Möhren 8: 5. April 1970; K. Heissig; Heissig 1970: 341—342
Möhren 10: 12. April 1970; J. Gregor; Heissig 1970: 334—335
Möhren 22: 28. März 1976; R. Dehm; S. 292—293
Möhren 23: 14. April 1976; K. Heissig; Heissig 1978: 240—241
Weißenburg 1: 1938; Betriebsleiter König, Bergung durch Prof. Dr. L. Krumbeck †; Dehm & Fahlbusch 1970: 358—359
Weißenburg 8: 5. August 1966; V. Fahlbusch; Fahlbusch & Schmidt-Kittler 1969: 209—211

[1]) Ehrenstein 5 ist eine mitteloligozäne Spaltenfüllung, die N. Schmidt-Kittler am 26. April 1972 entdeckt und derzeit in Bearbeitung hat.

Weißenburg 9: 1966; Vorarbeiter Anton Vögele; S. 293—294
Grafenmühle 4: 28. Mai 1975; K. Heissig; Heissig 1978: 241; eventuell basales Suevium
Grafenmühle 5: 3. Oktober 1975; K. Heissig; Heissig 1978: 241; eventuell basales Suevium

### 3.3 Oberes Unteroligozän/Unteres Mitteloligozän

*Cochlostoma*-Roterdekalk (E.-D. Müller 1972: 30)

Zöschingen 1 („Flecken"): 1969; H. Gall; Gall 1971: 117—120
Guldesmühle 1 (S Dischingen): 1969; H. Gall; Gall 1971: 119—120
Forheim 1: 1969; K. Heissig; E.-D. Müller 1972: 43—44
Leitenhof 1 (NO Burgmagerbein): 28. Oktober 1966; E.-D. Müller; E.-D. Müller 1972: 45
Harburg 2: („Harburg-Märker" 1): 10. Mai 1966; E.-D. Müller; E.-D. Müller 1972: 45—47
Katzenstein 1 (NW Harburg): 11. August 1966; E.-D. Müller; E.-D. Müller 1972: 47
Gunzenheim 2: 30. Juni 1966; E.-D. Müller; E.-D. Müller 1972: 45

### 3.4 Mitteloligozän (Suevium)

Ehingen 4: 11. Juli 1953; R. Dehm; Dehm 1970: 325
Ehingen 5, 6 und 7: 8. September 1962; R. Dehm; Dehm 1970: 325—326
Ehingen 8, 9, 10, 11, 12 und 13: 30. Juli 1963; Therese Prinzessin zu Oettingen-Spielberg, V. Fahlbusch und E. Schmieja; Dehm 1970: 326—327
Ehingen 14: 29. Oktober 1960; Th. Vollmayr; Dehm 1970: 327—328
Ehingen 15: 24. Juni 1971; R. Dehm; S. 295
Schelklingen 1: 5. April 1965; H. Mayr und W.-E. Schindlmayr; Mayr & Schindlmayr 1967: 327—329
Schelklingen 2: 29. Juli 1967; K. Heissig und W. v. Koenigswald; Heissig 1970: 344
Herrlingen 1: 1963; J. Palmowski; Palmowski & Wachendorf 1966: 230—232
Ehrenstein 1 (B): 19. April 1968; N. Schmidt-Kittler; Schmidt-Kittler 1969: 201—208
Burgmagerbein 2: 15. August 1969; K. Heissig; Heissig 1970: 346—347
Burgmagerbein 3: 21. Juli 1973; R. Dehm; S. 295—297
Burgmagerbein 5: 2. Oktober 1975; K. Heissig; Heissig 1978: 249
Mönchsdeggingen 2: 5. Oktober 1965; E.-D. Müller; E.-D. Müller 1972: 27—28
Ronheim 1 (A): 24. August 1967; J. Trischler und H. Winkler; Trischler & Winkler 1968: 313—316
Ronheim 1 (B): Frühjahr 1969; K. Heissig; E.-D. Müller 1972: 48—49, 53—54
Harburg 1: Juni 1955; W. Treibs; E.-D. Müller 1972: 49—50 „in erster Näherung, wenngleich mit erheblichem Vorbehalt, dem Mitteloligozän zugeordnet"
Möhren 4: 17. Juni 1966; R. Dehm; Heissig 1970: 332—334
Möhren 5: 18. August 1969; K. Heissig; Heissig 1970: 334
Möhren 7: 15. August 1969; K. Heissig; Heissig 1970: 335—336
Möhren 9: 5. April 1970; K. Heissig; Heissig 1970: 342—343

Möhren 11: 1970; J. Gregor; Heissig 1978: 245—246
Möhren 12: 14. Juli 1973; K. Heissig; Heissig 1978: „Suevium oder Headonium . . . Die Größe von *Pseudosciurus* spricht mehr für Suevium", 246
Möhren 13: 19. April 1972; K. Heissig; Heissig 1973: 177—179
Möhren 14: 15. April 1972; K. Heissig; Heissig 1978: 246—247
Möhren 15: Sommer 1970; K. Heissig und W. v. Koenigswald; Heissig 1978: 248
Möhren 16: 22. April 1972; K. Heissig; Heissig 1978: 247
Möhren 17: 30. Oktober 1972; K. Heissig; Heissig 1978: 241—242
Möhren 18: 23. März 1974; K. Heissig; Heissig 1978: 247
Möhren 19: 16. Juli 1974; K. Heissig und N. Schmidt-Kittler; Heissig & Schmidt-Kittler 1975: 57; Heissig 1978: 242—243
Möhren 20: 5. November 1975; K. Heissig und N. Schmidt-Kittler; Heissig & Schmidt-Kittler 1976: 84; Heissig 1978: 244—245
Möhren 21: 25. Februar 1976; K. Heissig; Heissig 1978: 244
Haag 2: 7. Juni 1975; K. Heissig; Heissig 1978: 248—249
Grafenmühle 3: 28. Mai 1969; K. Heissig; Heissig 1970: 344—345

### 3.5 Oberoligozän (Arvernium)

Ehrenstein 4: 26. November 1971; N. Schmidt-Kittler; Schmidt-Kittler 1973: 116
Oppertshofen 1: 15. August 1969; K. Heissig; Heissig 1970: 349
Treuchtlingen 1: 26. Mai 1962; R. Dehm; Fahlbusch 1970: 19

### 3.6 Untermiozän (Agenium = Aquitanium)

Mauren 1: 2. Oktober 1975; K. Heissig; Heissig 1978: 249—250
Schaffhausen (Harburg) 1 (A): Ende Juni 1964; Rektor Julius Kavasch † und Sohn Wulf-Dietrich Kavasch; S. 297—300
Schaffhausen (Harburg) 1 (B): 20. Juni 1965; R. Dehm; S. 298—300
Treuchtlingen 2: 15. April 1963; R. Dehm; S. 300—302
Weißenburg 6: 18. Mai 1961; R. Dehm; S. 302—303

### 3.7 Mittelmiozän (Orleanium, Unteres Aragonium = Burdigalium + Helvetium)

Altheim 1: 1958; Prof. Dr. W. G. Kühne; S. 303—304
Burgmagerbein 4: 24. März 1974; K. Heissig; Heissig 1978: 251—252
Haag 1: 7. Juni 1975; K. Heissig; Heissig 1978: 250
Rothenstein 2: 24. Oktober 1977; K. Heissig; Heissig 1978: 255
Weißenburg 5: Mai 1961; Vorarbeiter Anton Vögele; Donderer 1962: 4; S. 304—305
Weißenburg 10: 7. Mai 1975; K. Heissig; Heissig 1978: 250—251
Raitenbuch 2: 12. April 1976; K. Heissig; Heissig 1978: 253—254
Petersbuch 2: März 1977; Bruchleiter H. Eisen; Heissig 1978: 254—255
Erkertshofen 1: August 1962; Steinbrucharbeiter im Betrieb von Ludwig Niefnecker; Fahlbusch 1966: 110—111; S. 305—306
Erkertshofen 2: Oktober 1974; Steinbrucharbeiter im Betrieb von Ludwig Niefnecker; Heissig 1978: 252—254

Hürth 1: 29. Juni 1972; K. Heissig; Heissig 1978: 256
Rothenstein 1: 7. Mai 1975; K. Heissig; Heissig 1978: 255—256

## 4. Spaltenfüllungen bei fortdauernder Verkarstung

Die von mir mehrfach ausgesprochene Auffassung, daß Spaltenfaunen nicht Mischfaunen aus mehreren Tertiärstufen sind, sondern in der Regel aus — geologisch gesprochen — so eng begrenzten Zeitabschnitten stammen, daß die Individuen einer Art als Population behandelt werden können, hat dazu geführt, daß bei unseren Arbeiten gerade die Gleichaltrigkeit des Fauneninhalts der einzelnen Spalte besonders geprüft wird, und entgegenstehende Befunde sorgfältig registriert werden.

Die verbreiteten Füllungen der Karsthohlformen sind Lehme, Bohnerze, Überdeckungssande u. a. m.; sie geben Kunde von den im Karstbereich zwar verzögerten, aber auf die Dauer doch merklichen Abtragungsvorgängen. Ebenso wie in solche Spaltenlehme schwer verwitterbare Bestandteile des angegriffenen karbonatischen Nebengesteins, z. B. Weißjurafossilien, gelangen, können bei weitergehender Verkarstung auch fossilführende Spaltenfüllungen selbst erfaßt werden (Dehm 1961: 60—61, Fahlbusch 1970: 23). Werden ältere Komponenten in jüngeren Füllungen gefunden — sie sind in der Erhaltung meist unterschieden —, so bezeugen sie das Vorkommen einer älteren Spaltenfauna in nächster Nähe zur Bildungszeit der jüngeren in deren Einzugsbereich. Die ältere Füllung kann inzwischen völlig abgetragen oder noch nicht entdeckt sein. Mehrere Fälle sind uns bekannt.

a) Im Weißjura-Delta-Steinbruch von Weißenburg an der Straße nach Eichstätt haben sich in der Spaltenfüllung Weißenburg 4 unter den im übrigen rein oberoligozänen Kleinwirbeltier-Resten auch einige Zähnchen des unter- bis mitteloligozänen *Suevosciurus* gefunden (Dehm 1961: 32, 60) und in der untermiozänen Spaltenfüllung Weißenburg 6 einige abgerollte Zähnchen des unter- bis mitteloligozänen *Pseudosciurus* (Fahlbusch 1970: 23). Im gleichen Steinbruch sind bisher fünf unteroligozäne Spaltenfüllungen mit *Pseudosciurus* bzw. *Suevosciurus* nachgewiesen; es ist also denkbar, daß bei fortdauernder Verkarstung solche nahen älteren Füllungen erfaßt werden, und einzelne Zähnchen aus ihnen in jüngere Lehme gelangen.

b) Im Steinbruch über der Grafenmühle bei Pappenheim — Weißjura-Delta — befand sich im Schlämmrückstand der aquitanen Spaltenfüllung Grafenmühle 2 ein halber *Pseudosciurus*-Zahn (Dehm 1961: 61). Auch hier sind wie bei Weißenburg im gleichen Steinbruch oligozäne Spaltenfüllungen, Grafenmühle 1 und 3, nachgewiesen.

c) Im ehemaligen Gloßner-Bruch bei Treuchtlingen enthielt die im übrigen einheitliche oberoligozäne Spaltenfüllung Treuchtlingen 1 einige *Pseudosciurus*-Zähnchen (Fahlbusch 1970: 19, 23), die aus einer unter- bis mitteloligozänen Spaltenfüllung stammen müssen; eine solche ist aber bis jetzt noch nicht in der Nähe nachgewiesen worden. Diese zu postulierende ältere Spaltenfüllung muß recht ausgedehnt gewesen sein, da sich in der aus dem gleichen Bruch stammenden untermiozänen Spaltenfüllung Treuchtlingen 2 (S. 300—302) gleichfalls ältere Zähnchen,

und zwar von *Pseudosciurus*, *Suevosciurus* und *Theridomys*, befanden, wozu noch je ein *Archaeomys*- und *Issiodoromys*-Zahn aus der oberoligozänen Spaltenfüllung kamen.

d) In Marienstein 1,5 kmW Eichstätt ist in der Baugrube eines Hauses an der Pedettistraße stark korrodierter Weißjura-Epsilon-Massenkalk freigelegt worden; überall waren bis zu 50 cm breite Auslösungsnischen und -taschen zu sehen, die mit einem braunen Lehm gefüllt waren; dieser Lehm war ganz einheitlich, ohne Bohnerze, ohne Gerölle, nur mit wenigen Brauneisenkörnchen und Weißjurakalkstein-Bröckchen. Nach meiner Kenntnis sind solche Lehme pleistozänen Alters. Von Bauarbeitern wurde aus diesem Lehm ein einzelner Zahn geborgen. Herr Dr. G. Viohl in Eichstätt hatte die Freundlichkeit, mir diesen im Juramuseum in Eichstätt aufbewahrten Zahn zur näheren Untersuchung zur Verfügung zu stellen. Es handelt sich um einen linken oberen Canin der Paarhufergattung *Anoplotherium* oder einer nahestehenden Gattung. Sein Alter ist Unter- bis Mitteloligozän; er muß sich also in dem pleistozänen Lehm auf zweiter Lagerstätte befunden haben. Von der Weißjura-Hochfläche über dem Altmühltal bei Eichstätt kennen wir zwar einige jüngere Spaltenfüllungen, aber bisher noch keine alttertiäre, aus der der Zahn im Pleistozän herabgewandert sein könnte.

e) In der altpleistozänen Spaltenfüllung Schernfeld 1 bei Eichstätt (Dehm 1961) sind zwei Nager enthalten, über deren Zugehörigkeit zur Fauna ich im Zweifel geblieben war. Inzwischen hat Fahlbusch (1975: 76) für den Eomyiden geklärt, daß es sich um einen altpleistozänen *Leptodontomys* handelt. Für den *Cricetodon*-Zahn allerdings ist eine ähnliche Deutung noch nicht in Aussicht. Wegen seiner frischen Erhaltung ist Umlagerung aus einer älteren Spalte kaum denkbar. Verwechslungen beim Transport oder im Schlämmraum — um auch daran zu denken — sind nicht auszuschließen; in jener Zeit aber hatten wir mit keinen Ablagerungen zu tun, die solche *Cricetodon*-Zähnchen hätten enthalten können.

f) In der Spalte Ehrenstein 1 unterscheidet Schmidt-Kittler (1969: 201—207) zwei Faunen: eine tiefunteroligozäne und eine tiefmitteloligozäne. Hier war die Spalte nach ihrer ersten Füllung nicht so dicht durch den Lehm plombiert worden, daß sie vor weiterem Eindringen von Wasser geschützt gewesen wäre. Die fortdauernde Verkarstung führte zur Erweiterung der Spalte und zur Einspülung von neuem Lehm zusammen mit neuen Wirbeltierresten; zu einer echten Vermischung beider Faunen ist es aber nicht gekommen, beide waren in der Spalte noch einigermaßen getrennt.

g) Dem höchsten Teil der Spaltenfüllung Ronheim 1 (Trischler & Winkler 1968), deren Fauna sonst dem unteren Mitteloligozän angehört (Schmidt-Kittler & Vianey-Liaud 1975: 512), ist ein Karstkalk aufgelagert, dessen Landschnecken-Fauna dem mittleren Mitteloligozän zuzuschreiben ist (E.-D. Müller 1972: 48—49). Hier haben die nachfolgenden Karstvorgänge nicht zu weiterer Auflösung und Verbreiterung der Spalte, sondern zu Auflagerung auf den älteren Inhalt geführt.

Die geschilderten Ausnahmefälle von der Regel, daß „in ein und derselben Spalte auch immer nur gleichaltrige Reste eingeschlossen sind" (Max Schlosser), sind sowohl Dokumente für die Vielfalt der Karstvorgänge als auch für die reizvolle Möglichkeit, diese Vielfalt mit Hilfe immer feiner unterscheidbarer Faunen zu entziffern.

Bosma, A. A. & N. Schmidt-Kittler (1972): *Ectropomys exiguus* n. gen., n. sp., member of the Oltinomyinae n. subfam. (Theridomyidae, Rodentia) from Paleogene deposits of the Isle of Wight (England) und Southern Germany. — Proc. K. nederl. Akad. Wetensch. Amsterdam, B **75**: 181—192. Amsterdam.

Dehm, R. (1961): Über neue tertiäre Spaltenfüllungen des süddeutschen Jura- und Muschelkalk-Gebietes. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **1**: 27—56. München (= 1961 a)

Dehm, R. (1961): Spaltenfüllungen als Lagerstätten fossiler Landwirbeltiere. — Ebenda, **1**: 57—72. München (= 1961 b)

Dehm, R. (1962): Altpleistocäne Säuger von Schernfeld bei Eichstätt in Bayern. — Ebenda, **2**: 17—61. München.

Dehm, R. (1970): Oligozäne Spaltenfüllungen im Weißjura-Massenkalk bei Ehingen (Donau). — Ebenda, **10**: 321—330; München.

Dehm, R., & V. Fahlbusch (1970): Zur Bezeichnung fossilführender Spaltenfüllungen. — Ebenda, **10**: 351—364.

Donderer, E. (1962): Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der Südlichen Frankenalb. SW-Teil des Blattes Nennslingen 6932. — Diplomarbeit, Univ. München, Mskrpt.: 1—64.

Fahlbusch, V. (1966): Cricetidae (Rodentia, Mammalia) aus der mittelmiocänen Spaltenfüllung Erkertshofen bei Eichstätt. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **6**: 109—131; München.

Fahlbusch, V. (1968): Neue Eomyidae (Rodentia, Mamm.) aus einer aquitanen Spaltenfüllung von Weißenburg in Bayern. — Ebenda, **8**: 219—245.

Fahlbusch, V. (1970): Populationsverschiebungen bei tertiären Nagetieren, eine Studie an oligozänen und miozänen Eomyidae Europas. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., N. F. **145**: 1—136; München.

Fahlbusch, V. (1975): Die Eomyiden (Rodentia, Mammalia) der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **15**: 63—90; München.

Fahlbusch, V. (1976): Report on the International Symposium on mammalian stratigraphy of the European Tertiary (München, April 11—14, 1975). — Newsl. Stratigr. 5: 160—167; Berlin-Stuttgart.

Fahlbusch, V., & N. Schmidt-Kittler (1969): Über eine weitere unteroligozäne Spaltenfüllung von Weißenburg in Bayern. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **9**: 209—211; München.

Gall, H. (1969): Geologische Untersuchungen im südwestlichen Vorries. Das Gebiet des Blattes Wittislingen. — Inaug.-Diss. Univ. München, Mskrpt.: 1—156.

Gall, H. (1971): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000; Erläuterungen zum Blatt Nr. 7328 Wittislingen. 1—186. Bayer. Geol. Landesamt München.

Gregor, J. (1978): Systematics, biostratigraphy and paleoecology of the Genus *Toddalia* Jussien (Rutaceae) in the European Tertiary. — Review Paleobot. Palynolog. (im Druck).

Heissig, K. (1970): Neue Fundstellen oligocäner Spaltenfaunen im Schwäbisch-Fränkischen Jura. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **10**: 331—350; München.

Heissig, K. (1973): Oligozäne Vertebraten aus der Spaltenfüllung „Möhren 13" bei Treuchtlingen, Fränkischer Jura. — Ebenda, **13**: 177—182.

Heissig, K. (1977): Neues Material von *Cryptopithecus* (Mammalia, Pantolestidae) aus dem Mitteloligozän von „Möhren 13" in Mittelfranken. — Ebenda, **17**: 213—225.

Heissig, K. (1978): Fossilführende Spaltenfüllungen Süddeutschlands und die Ökologie ihrer oligozänen Huftiere. — Ebenda, **18**: 237—288.

Heissig, K., & N. Schmidt-Kittler (1975): Ein primitiver Lagomorphe aus dem Mitteloligozän Süddeutschlands. — Ebenda, **15**: 57—62.

Heissig, K., & N. Schmidt-Kittler (1976): Neue Lagomorphen-Funde aus dem Mitteloligozän. — Ebenda, **16**: 89—93.

Jahnel, Chr. (1966): Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Gebiet des Nördlinger Rieses. SW-Teil des Positionsblattes 489 Ebermergen. — Diplomarbeit Univ. München, Mskrpt.: 1—64.

Koenigswald, W. v. (1970): *Peratherium* (Marsupialia) im Ober-Oligocän und Miocän von Europa. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., N. F. **144**: 1—79; München.

Mayr, H., & W.-E. Schindlmayr (1967): Über eine neue Spaltenfüllung bei Schelklingen im Schwäbischen Jura. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **7**: 327—329; München.

Moltzer, J. G. (1975): The molar pattern in three Cainotheriid assemblages. I—II. — Proc. K. nederl. Akad. Wetensch. Amsterdam, B, **78**: 15—18. Amsterdam.

Müller, Arnt (1967): Die Geschichte der Familie Dimylidae (Insectivora, Mamm.) auf Grund der Funde aus tertiären Spaltenfüllungen Süddeutschlands. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., N. F. **129**: 1—93; München.

Müller, [Ernst-]Dieter (1969): Präriesisches Tertiär. — S. 89—106 in: R. Bolten & D. Müller, Das Tertiär im Nördlinger Ries und in seiner Umgebung. Geologica Bavarica, **61**: 87—130; München.

Müller, Ernst-Dieter (1972): Die Oligozän-Ablagerungen im Gebiet des Nördlinger Rieses. — Inaug.-Diss. Univ. München, Mskrpt.: 1—230, I—XIX.

Palmowski, J., & H. Wachenfeld (1966): Eine unteroligozäne Wirbeltierfauna aus einer Spaltenfüllung in Herrlingen/Blau (Württ.). — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **6**: 229—245; München.

Schalk, K. (1957): Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Bissingen. — Geologica Bavarica, **31**: 1—107; München.

Schmidt-Kaler, H. (1962): Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Malm des nordöstlichen Ries-Rahmens. — Erlanger geol. Abh., **44**: 1—51; Erlangen.

Schmidt[-Kittler], N. (1969: Eine alttertiäre Spaltenfüllung von Ehrenstein westlich Ulm. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol.; **9**: 201—208; München.

Schmidt-Kittler, N. (1970): Ein neuer Pseudosciuride von Ehrenstein westlich Ulm. — Ebenda, **10**: 433—440.

Schmidt-Kittler, N. (1971): Eine unteroligozäne Primatenfauna von Ehrenstein bei Ulm. — Ebenda, **11**: 171—204 (= 1971 a).

Schmidt-Kittler, N. (1971): Odontologische Untersuchungen an Pseudosciuriden (Rodentia, Mammalia) des Alttertiärs. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., N. F. **150**: 1—133; München (= 1971 b).

Schmidt-Kittler, N., 1973: *Dimyloides*-Neufunde aus der oberoligozänen Spaltenfüllung „Ehrenstein 4" (Süddeutschland) und die systematische Stellung der Dimyliden (Insectivora, Mammalia). — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **13**: 125 bis 139; München.

Schmidt-Kittler, N., 1977: Neue Primatenfunde aus unteroligozänen Karstspaltenfüllungen Süddeutschlands. — Ebenda, **17**: 177—195; München.

Schmidt-Kittler, N., & M. Vianey-Liaud (1975): Les relations entre les faunes de rongeurs d'Allemagne du Sud et de France pendant l'Oligocène. — C. R. Acad. Sc. Paris, t. **281**, Série D: 511—514; Paris.

Trischler, J., & H. Winkler (1968): Eine neue unteroligozäne Spaltenfüllung [= Ronheim 1]. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **8**: 323—326; München.

Wagner, Wolfgang (1960): Geologisch-stratigraphische Untersuchungen in der Südlichen Frankenalb bei Treuchtlingen. — Geol. Bl. NO-Bayern, **10**: 130—141; Erlangen.

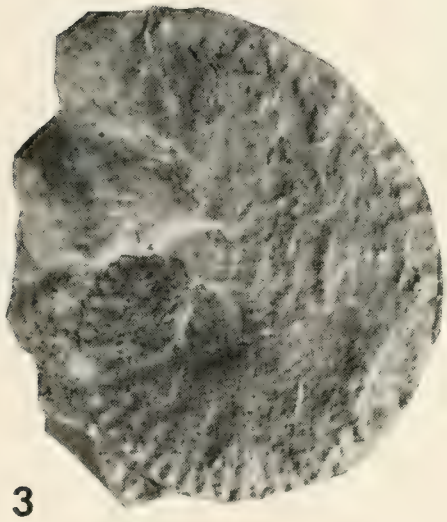
Zapfe, H. (1954): Beiträge zur Erklärung der Entstehung von Knochenlagerstätten in Karstspalten und Höhlen. — Beihefte Z. Geologie, **12**: 1—60; Berlin.

# Anhang

Tafel 1 bis 16

1

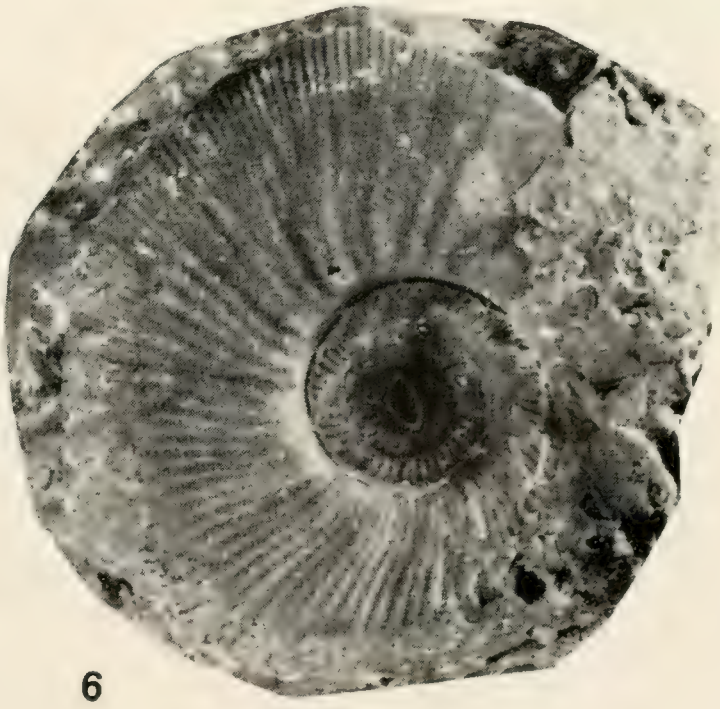
2



3

4

5



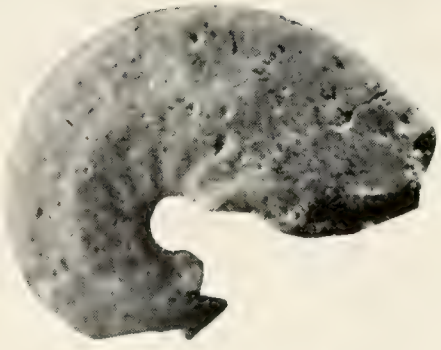
6

BARTHEL, K. W. & G. SCHAIRER: Korallenriff- und Stotzenkalke.

Tafel 1

1

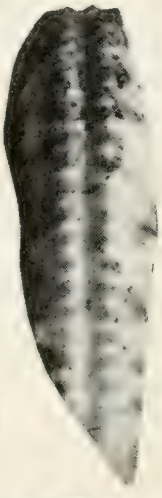
2



3

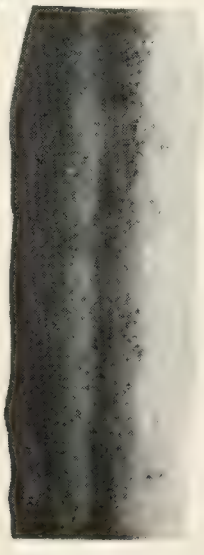
4

5

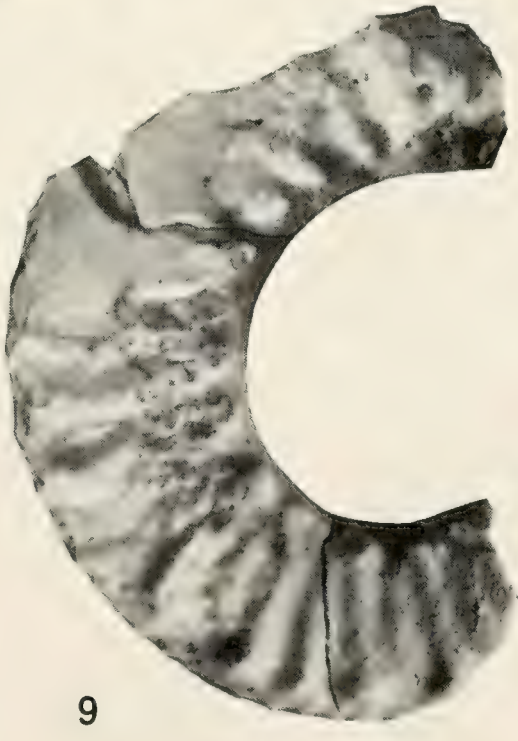


8

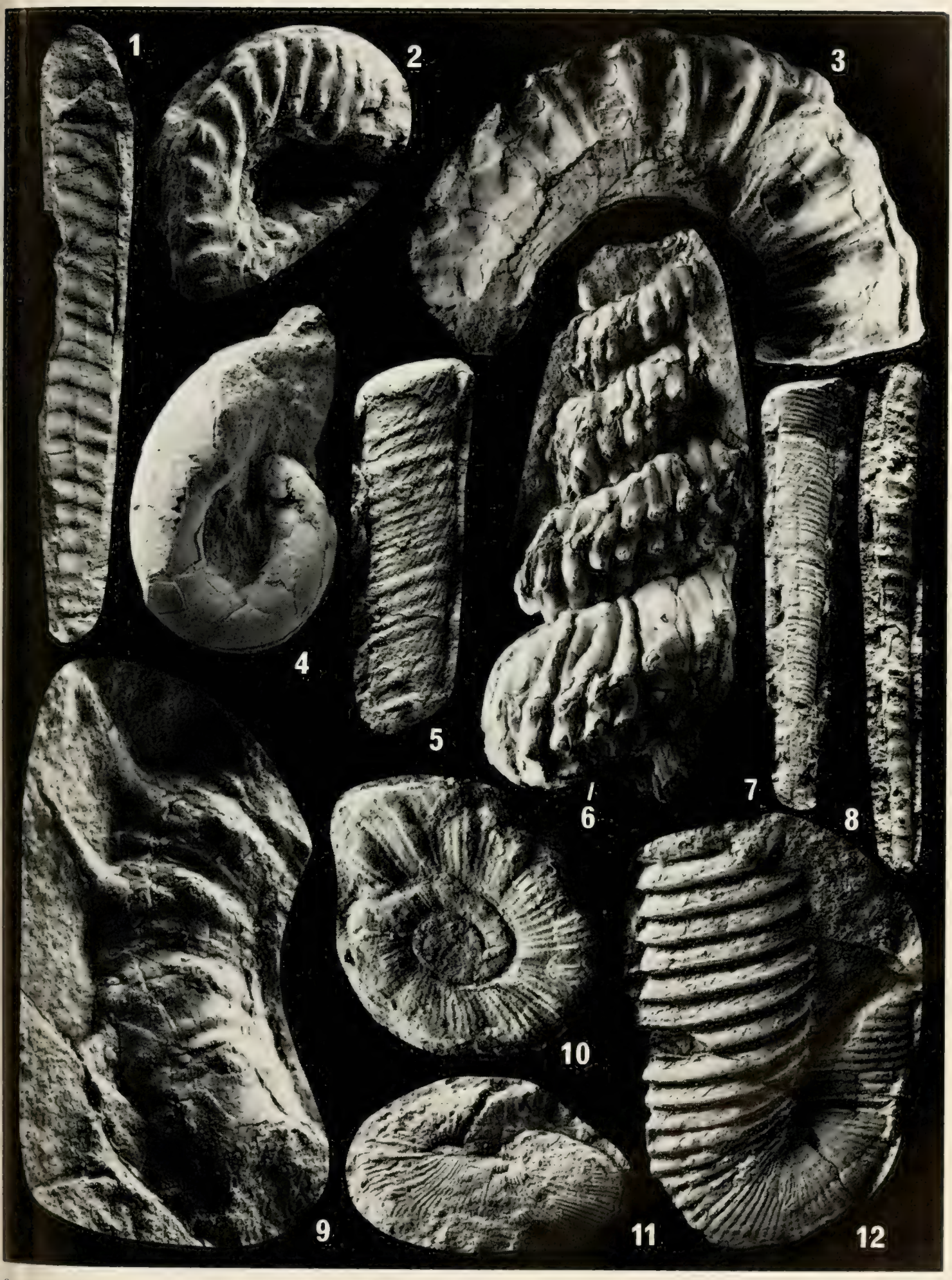
6



7

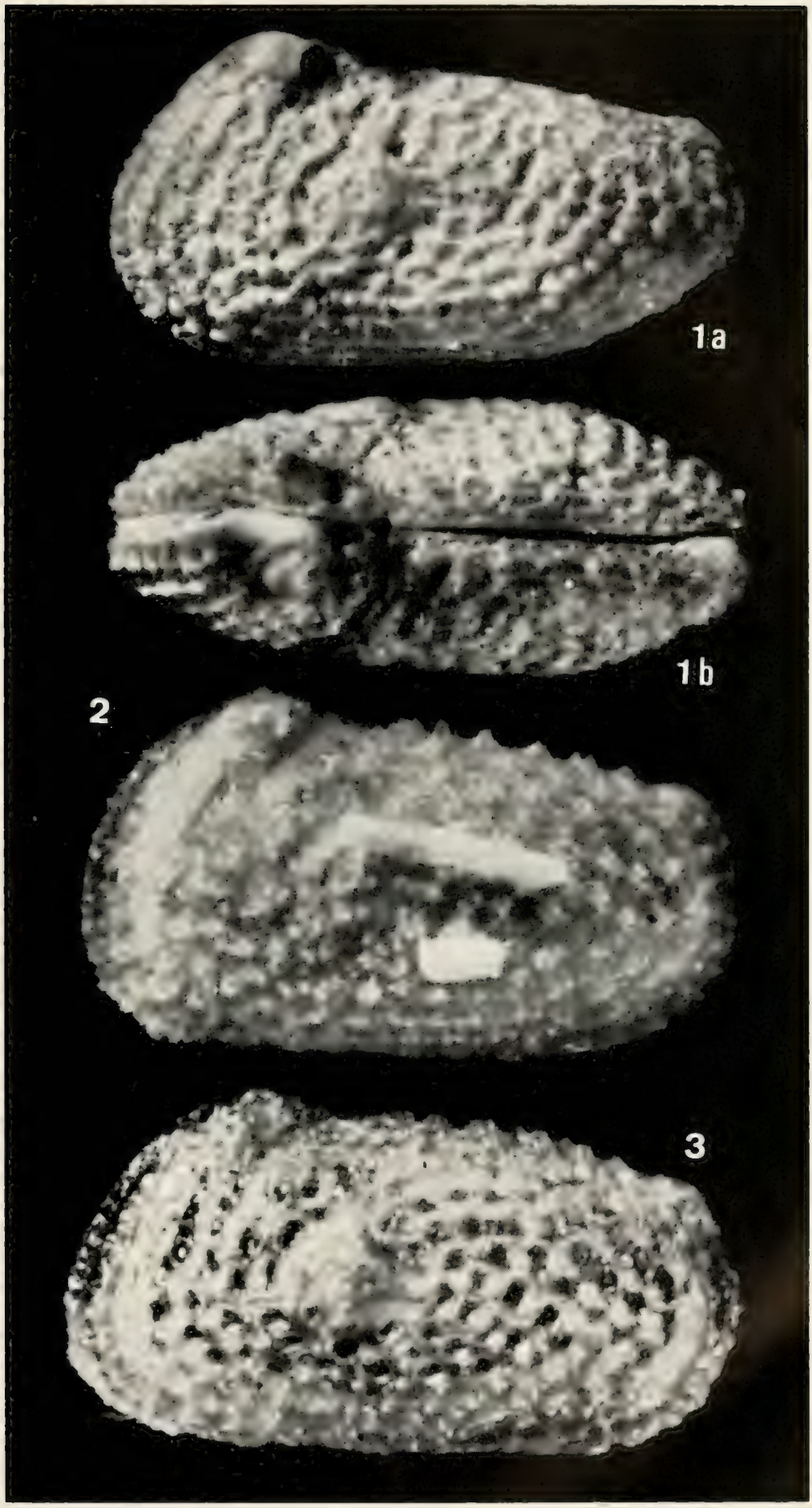


9

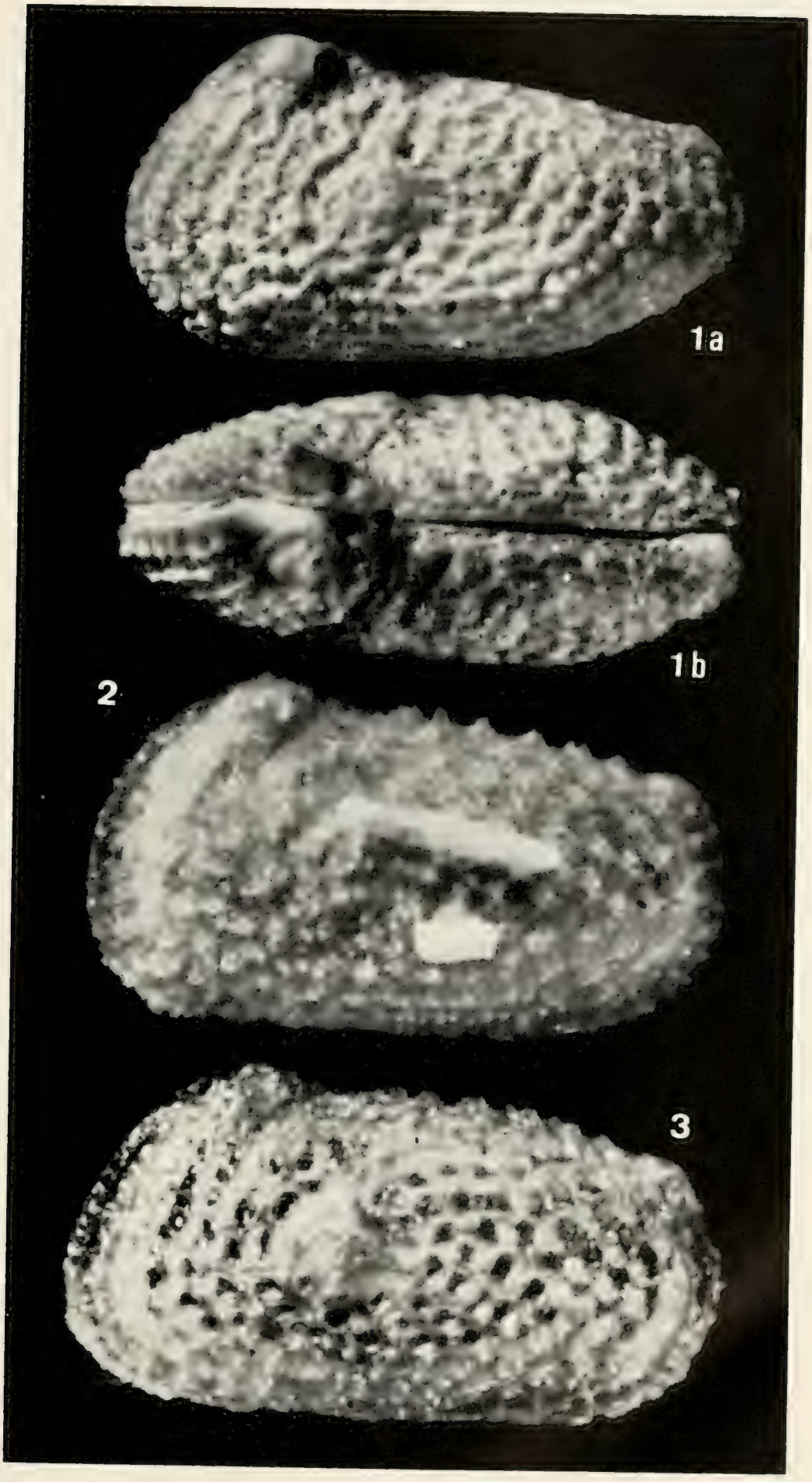



Scholz, G.: Oberalb-Ammoniten aus dem Kampenwandvorland.

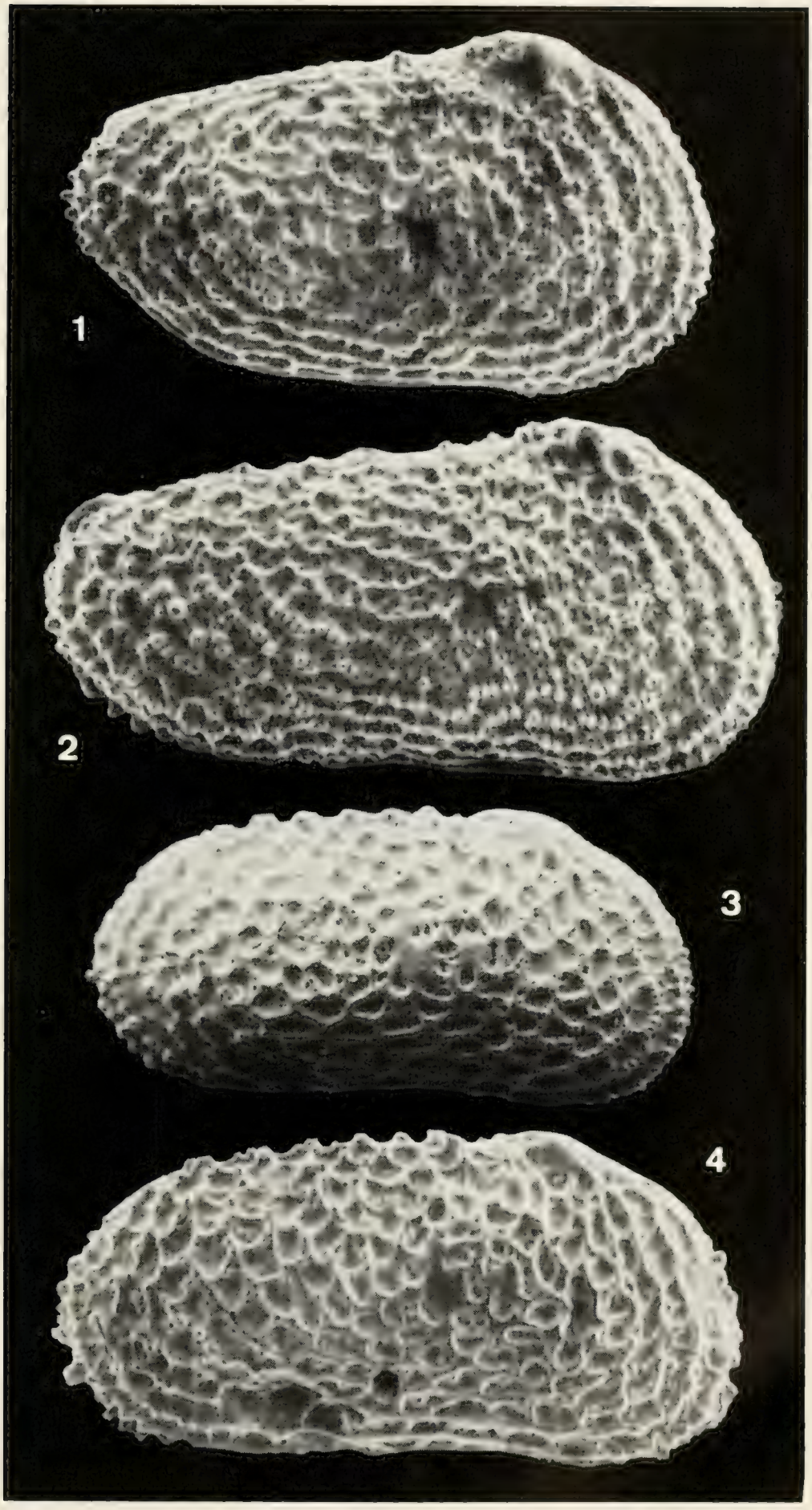
Tafel 3



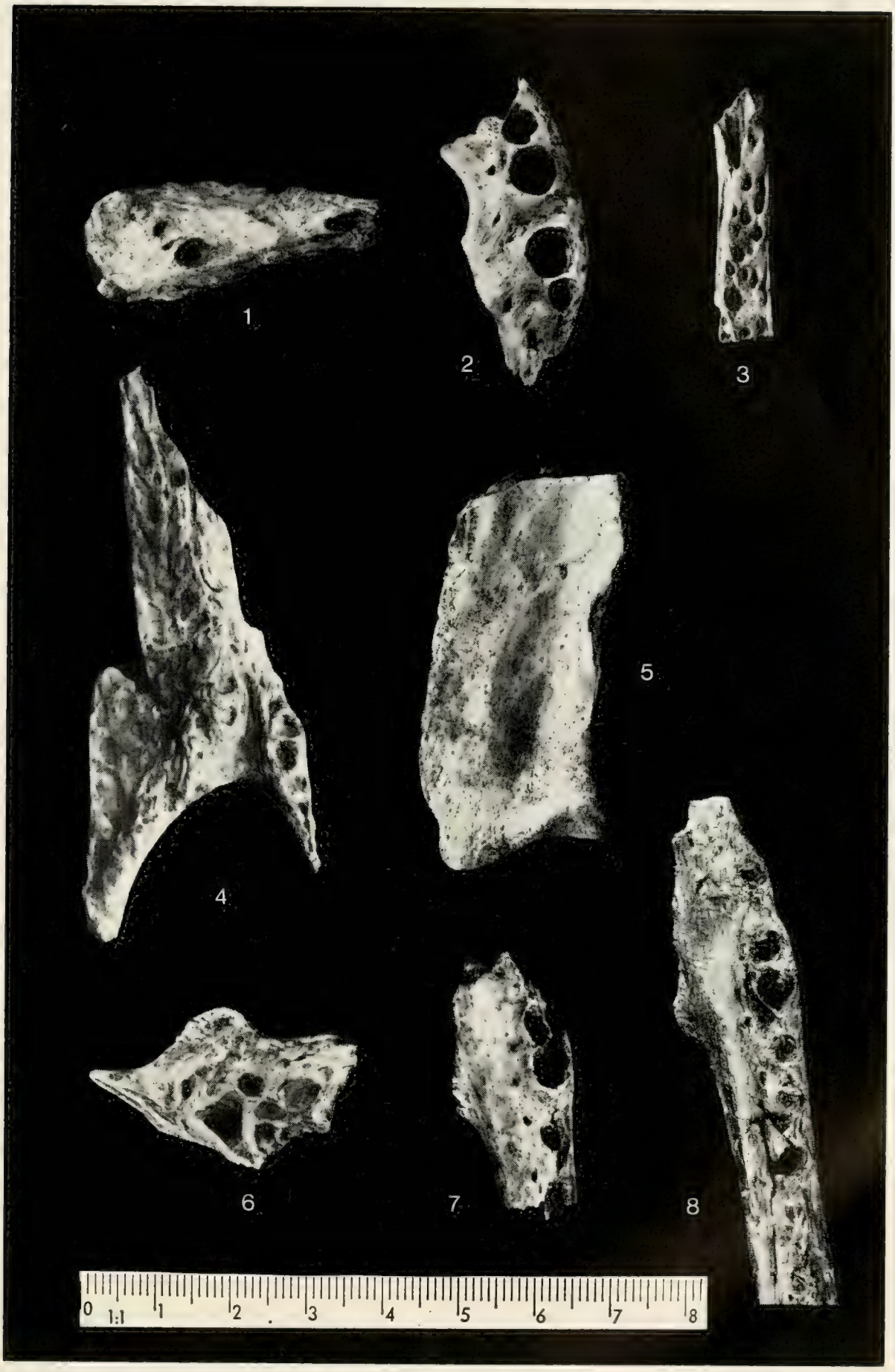

OHMERT, W.: *Wichmannella* im Pliozän von Chile. **Tafel 4**



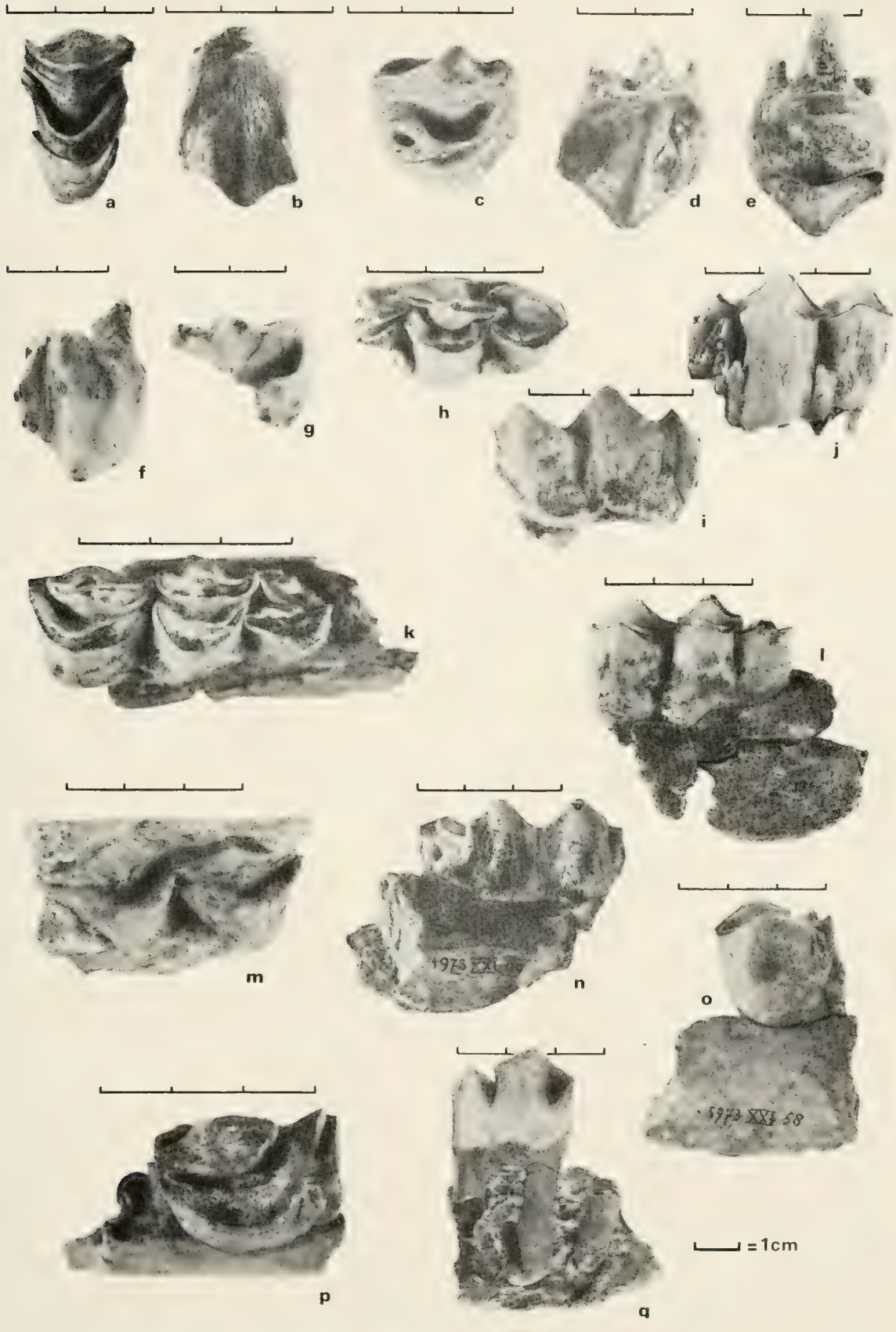

OHMERT, W.: *Wichmannella* im Pliozän von Chile. Tafel 4



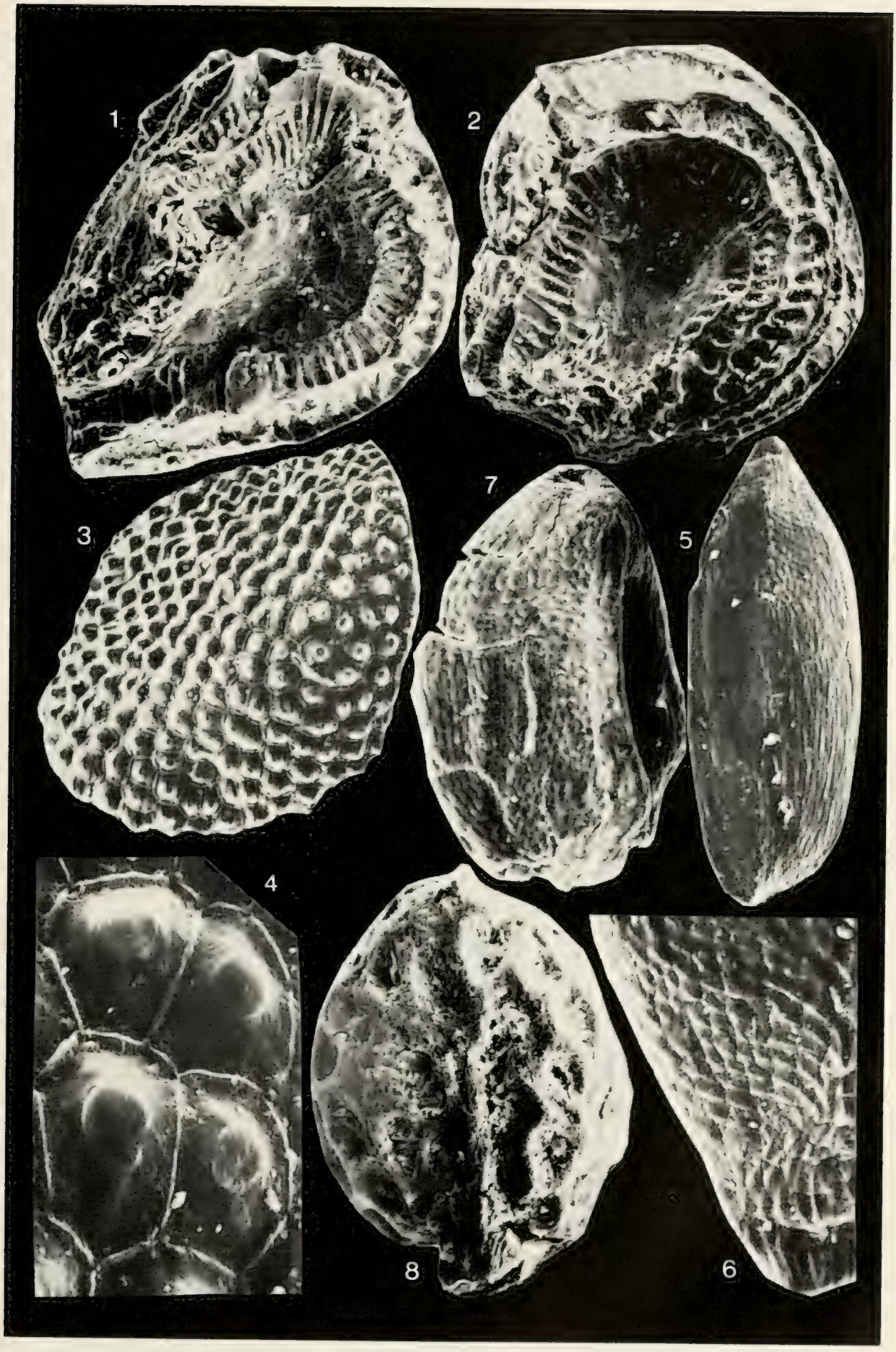

OHMERT, W.: *Wichmannella* im Pliozän von Chile. **Tafel 5**




SCHERER, E.: Krokodilreste aus der Spaltenfüllung Appertshofen. Tafel 6


a
b
c
d
e
f
g
h
i
j
k
l
m
n
o
p
q
= 1cm

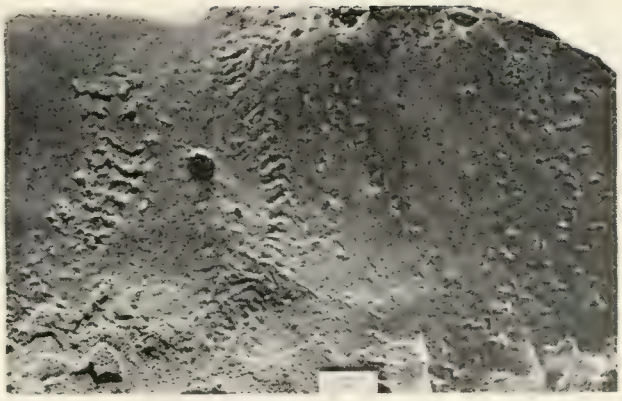
JUNG, W., SCHLEICH, H.-H. & B. KÄSTLE: Angiospermen in der oberen Gosau. **Tafel 8**

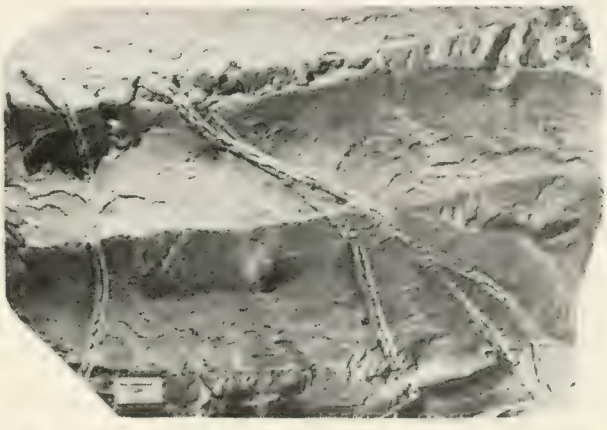


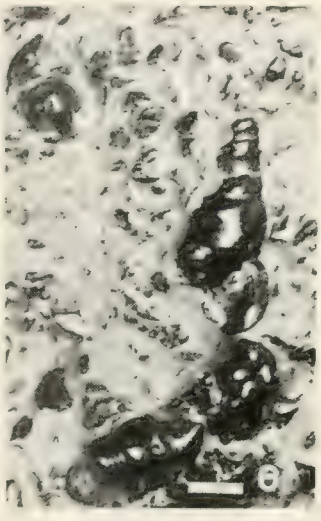

JUNG, W., SCHLEICH, H.-H. & B. KÄSTLE: Angiospermen in der oberen Gosau. Tafel 9

GREGOR, H.-J.: *Retinomastixia* aus dem europäischen Tertiär.

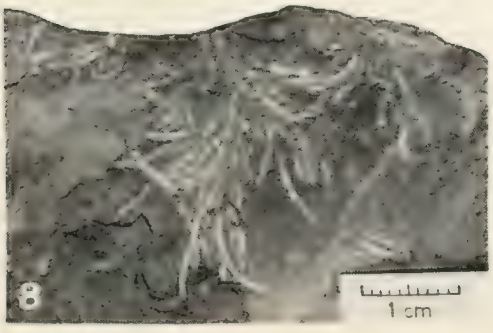
Tafel 10

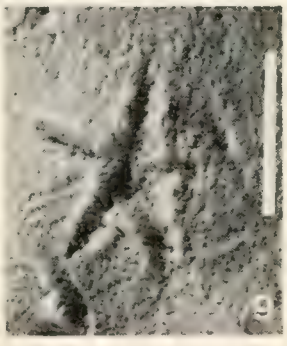


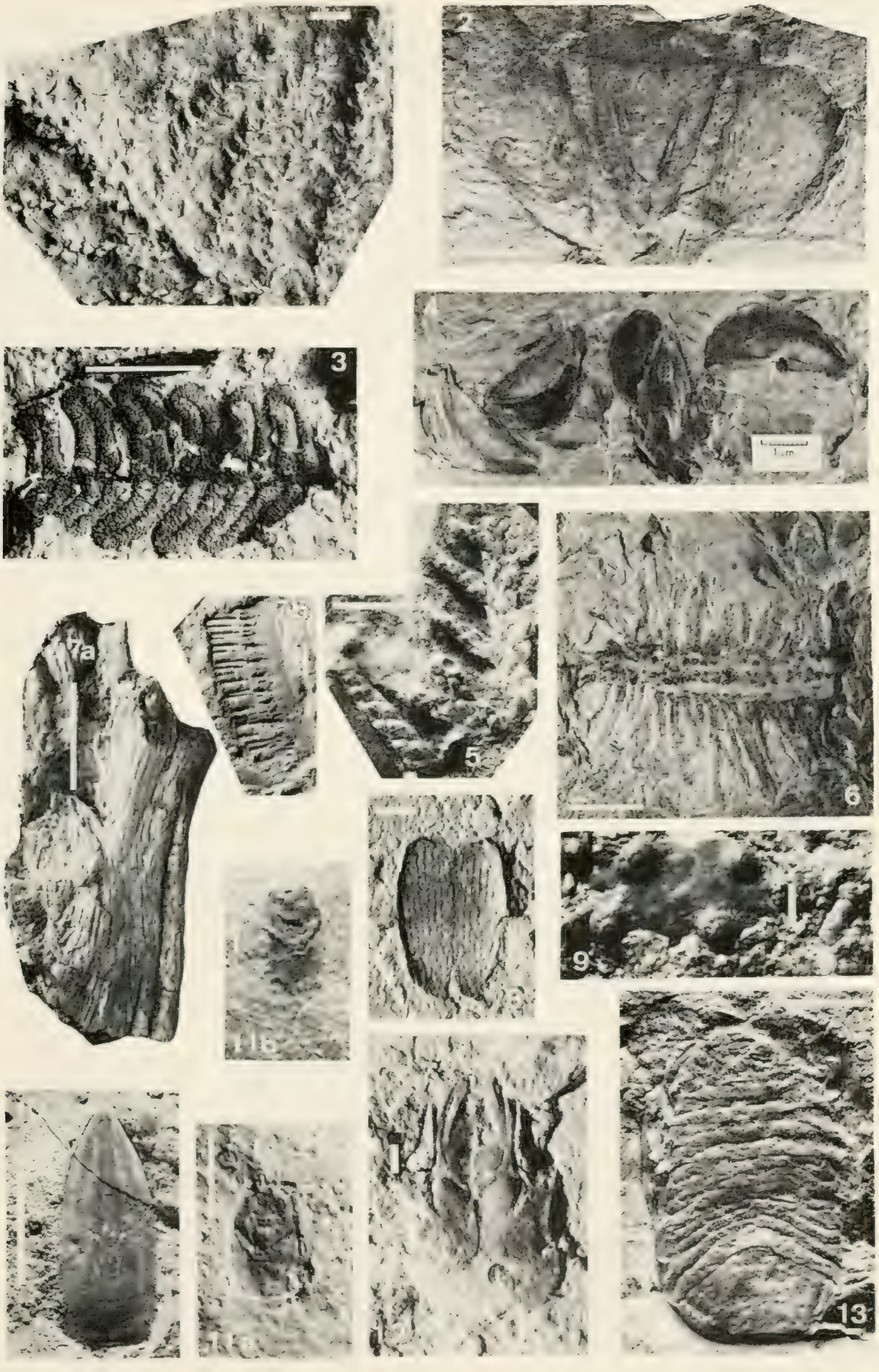




1 cm

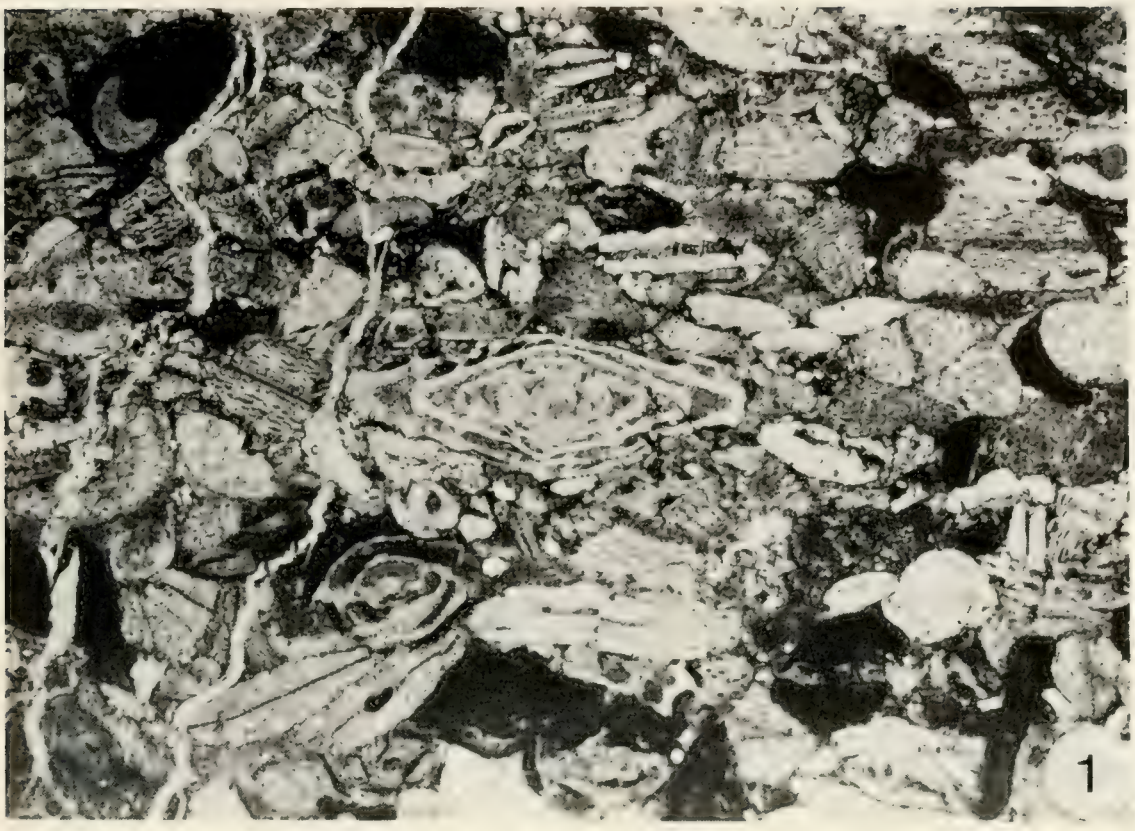

1 cm



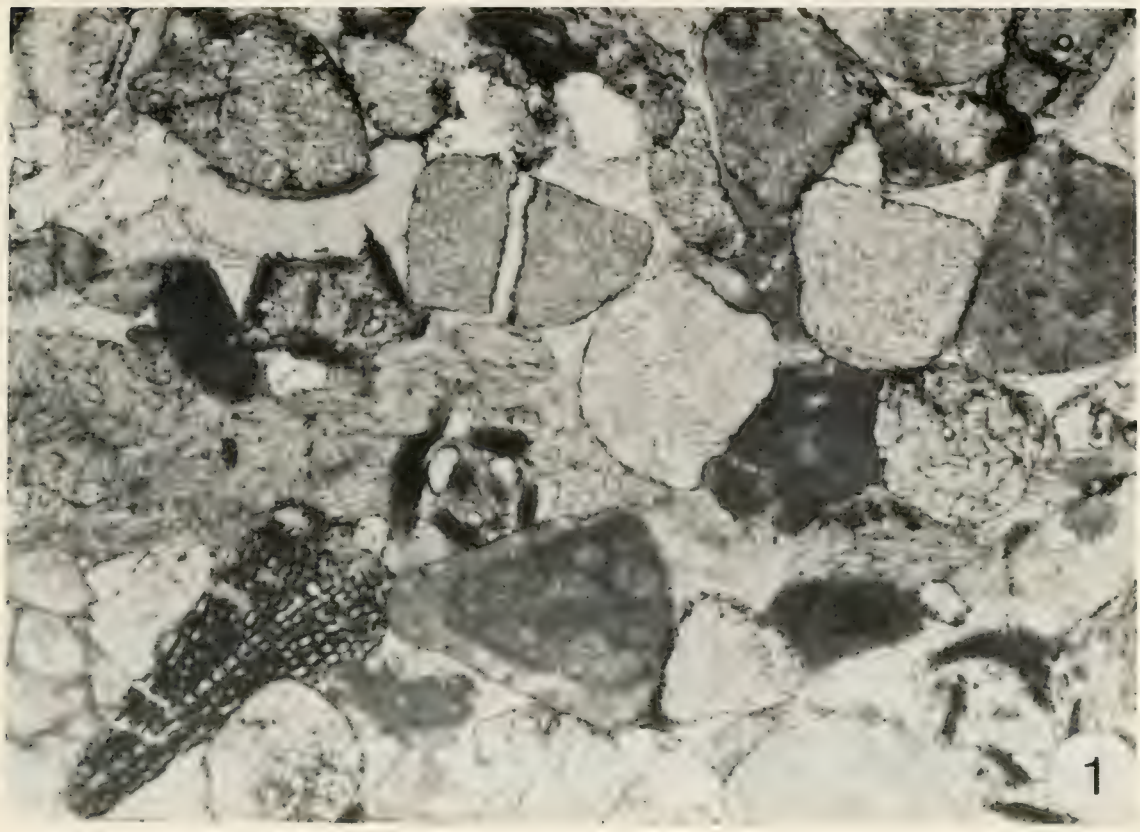

2
3
1 cm
5
6
7a
9
13

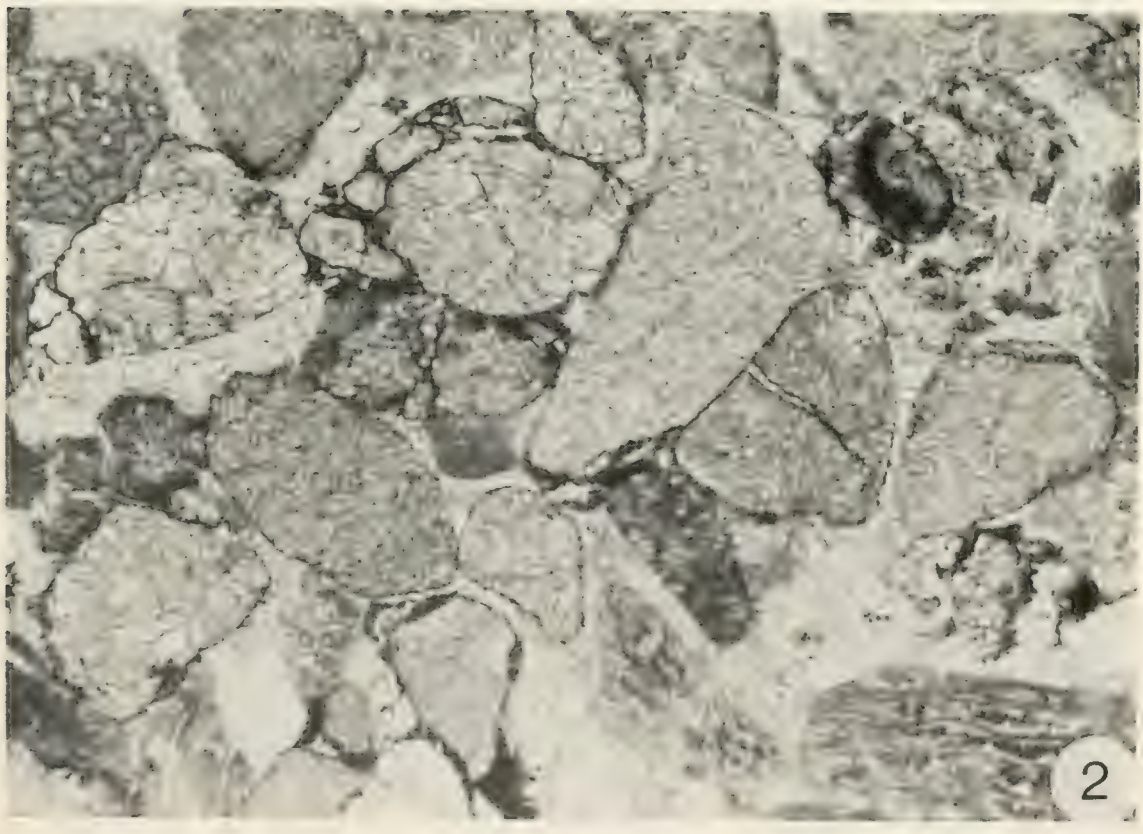
1

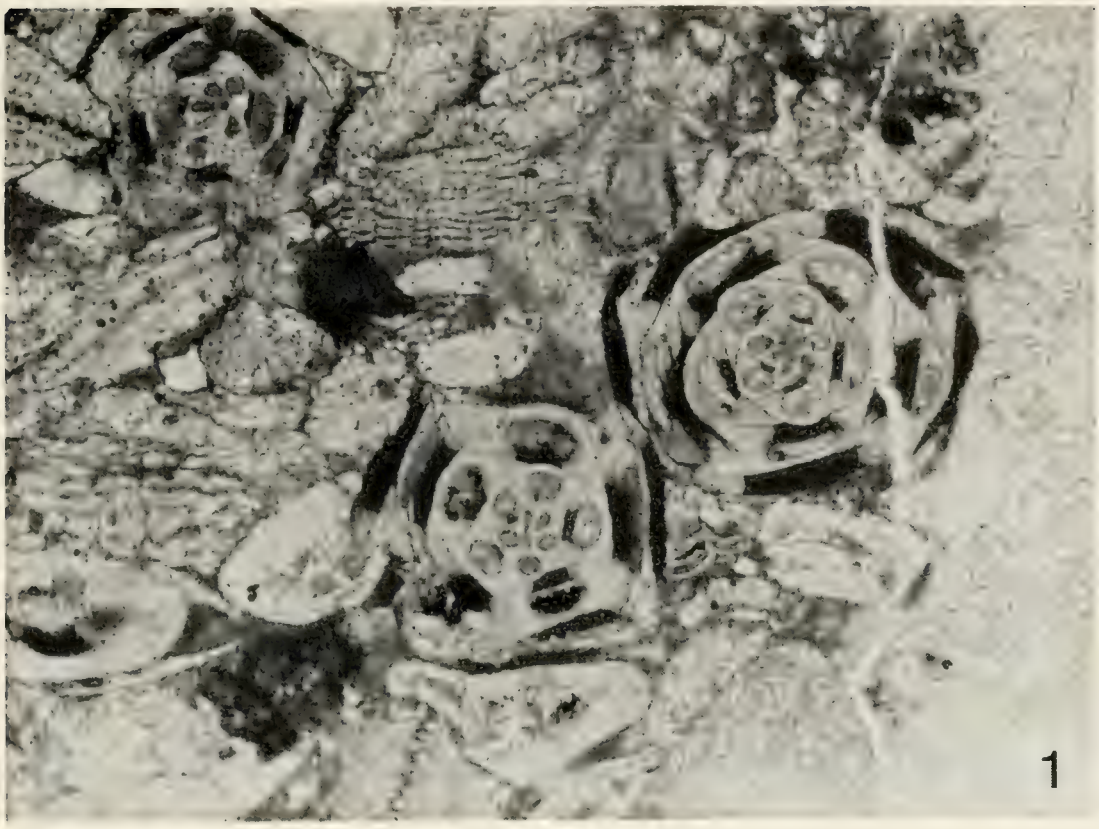
2

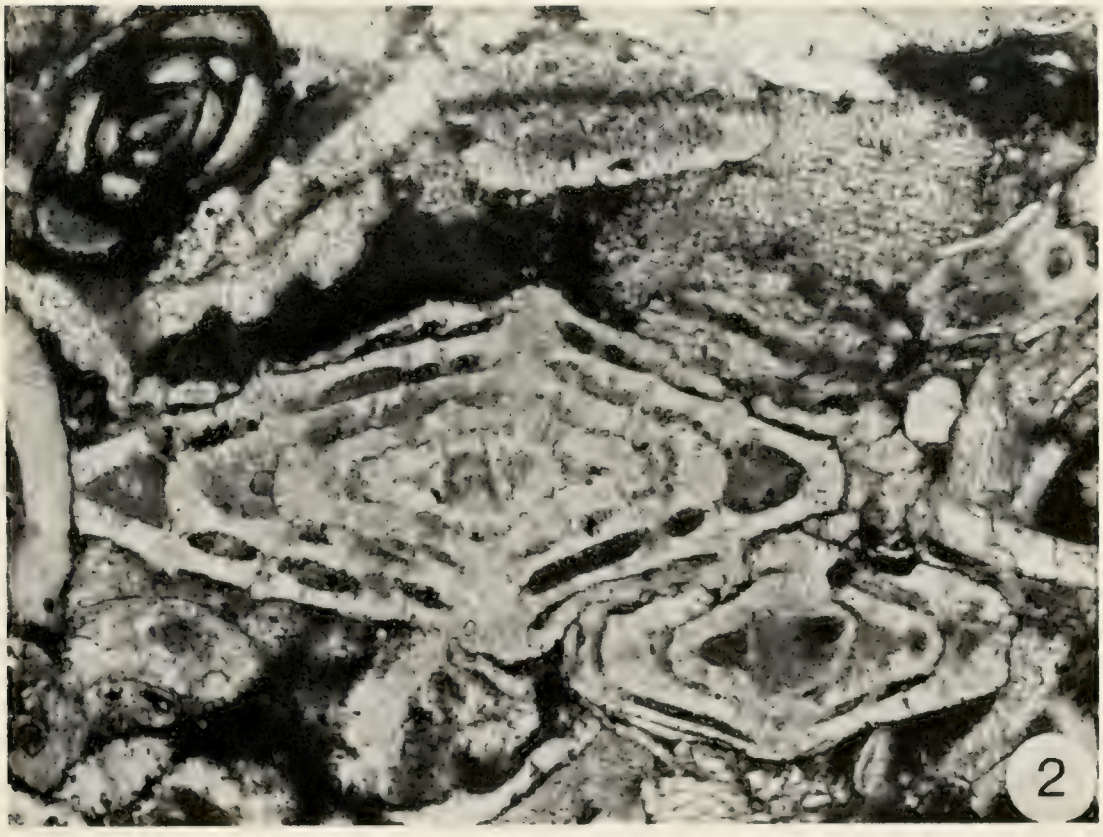

1

2


1


2


1


2

701
M96
S.I.

# Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und histor. Geologie

BEGRÜNDET VON
PROF. DR. RICHARD DEHM IN MÜNCHEN

HEFT 19

## INHALT

FÖRSTER, REINHARD: Die Herkunft der Mungo-Kreide Conodonten (Tafel 24) . . 187

HAGN, HERBERT, HIEMER, GEORG & ESMAIL MOUSSAVIAN: Ein Geröll mit *Nummulites fichteli* MICHELOTTI und Flyschkomponenten (tieferes Oligozän) aus der oberoligozänen Molasse der östlichen Murnauer Mulde (Wörth-Konglomerat) (Tafel 1—2) . . . . . 3

HEISSIG, KURT: Die frühesten Flughörnchen und primitive Ailuravinae (Rodentia, Mamm.) aus dem süddeutschen Oligozän (Tafel 20—21) . . . . . 139

HERM, DIETRICH, KAUFFMAN, ERLE, G. & JOST WIEDMANN: The age and depositional environment of the "Gosau"-Group (Coniacian — Santonian), Brandenberg/Tirol, Austria (plates 5—11) . . . . . 27

SCHAIRER, GERHARD & K. WERNER BARTHEL: Die Cephalopoden des Korallenkalks aus dem Oberen Jura von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau. IV. *Aspidoceras* (Ammonoidea) (Tafel 3—4) . . . . . 13

SCHERER, EUGEN: Krokodilreste aus der miozänen Braunkohle von Viehhausen bei Regensburg (Tafel 19) . . . . . 125

SELMEIER, ALFRED: Ein verkieseltes *Robinia*-Holz aus jungtertiären Schichten Südbayerns (Bruckberg) (Tafel 22—23) . . . . . 171

TRAUB, FRANZ: Weitere Paleozän-Gastropoden aus dem Helvetikum des Haunsberges nördlich von Salzburg (Tafel 12—18) . . . . . 93

ZÖBELEIN, HANS KARL: Sohlmarken an steilstehenden Konglomeraten der Bunten Molasse als Liegend/Hangend-Anzeiger . . . . . 195

MÜNCHEN, 15. Dezember 1979
Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie
Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2

| Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 19 | 197 S. | 24 Taf. | München, 15. 12. 1979 |
|---|---|---|---|---|

ISSN 0077 - 2070

# Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und histor. Geologie

BEGRÜNDET VON
PROF. DR. RICHARD DEHM IN MÜNCHEN

HEFT 19

## INHALT

FÖRSTER, REINHARD: Die Herkunft der Mungo-Kreide Conodonten (Tafel 24) . . 187

HAGN, HERBERT, HIEMER, GEORG & ESMAIL MOUSSAVIAN: Ein Geröll mit *Nummulites fichteli* MICHELOTTI und Flyschkomponenten (tieferes Oligozän) aus der oberoligozänen Molasse der östlichen Murnauer Mulde (Wörth-Konglomerat) (Tafel 1—2) . . . . . 3

HEISSIG, KURT: Die frühesten Flughörnchen und primitive Ailuravinae (Rodentia, Mamm.) aus dem süddeutschen Oligozän (Tafel 20—21) . . . . . 139

HERM, DIETRICH, KAUFFMAN, ERLE, G. & JOST WIEDMANN: The age and depositional environment of the "Gosau"-Group (Coniacian — Santonian), Brandenberg/Tirol, Austria (plates 5—11) . . . . . 27

SCHAIRER, GERHARD & K. WERNER BARTHEL: Die Cephalopoden des Korallenkalks aus dem Oberen Jura von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau. IV. *Aspidoceras* (Ammonoidea) (Tafel 3—4) . . . . . 13

SCHERER, EUGEN: Krokodilreste aus der miozänen Braunkohle von Viehhausen bei Regensburg (Tafel 19) . . . . . 125

SELMEIER, ALFRED: Ein verkieseltes *Robinia*-Holz aus jungtertiären Schichten Südbayerns (Bruckberg) (Tafel 22—23) . . . . . 171

TRAUB, FRANZ: Weitere Paleozän-Gastropoden aus dem Helvetikum des Haunsberges nördlich von Salzburg (Tafel 12—18) . . . . . 93

ZÖBELEIN, HANS KARL: Sohlmarken an steilstehenden Konglomeraten der Bunten Molasse als Liegend/Hangend-Anzeiger . . . . . 195

MÜNCHEN, 15. Dezember 1979
Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie
Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2

| Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 19 | 197 S. | 24 Taf. | München, 15. 12. 1979 |
|---|---|---|---|---|

ISSN 0077 - 2070

Der Druck dieses Heftes
wurde durch einen Kostenzuschuß der
FREUNDE DER BAYERISCHEN STAATSSAMMLUNG FÜR
PALÄONTOLOGIE UND HISTORISCHE GEOLOGIE MÜNCHEN E. V.
ermöglicht.

Herausgegeben von Prof. Dr. Dietrich Herm,
Bayerische Staatssammlung für Paläontologie
und historische Geologie München
Redaktion: Dr. Peter Wellnhofer

| Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 19 | 3—11 | München, 15. 12. 1979 |
|---|---|---|---|

# Ein Geröll mit *Nummulites fichteli* MICHELOTTI und Flyschkomponenten (tieferes Oligozän) aus der oberoligozänen Molasse der östlichen Murnauer Mulde (Wörth-Konglomerat)

Von HERBERT HAGN, GEORG HIEMER & ESMAIL MOUSSAVIAN*)

Mit 2 Abbildungen und Tafeln 1—2

Kurzfassung

Es wird ein Geröll aus dem jungchattischenWörth-Konglomerat (Äquivalent der Steigbach-Schichten) der subalpinen Molasse der östlichen Murnauer Mulde beschrieben. Das Geröll führt *Nummulites fichteli* MICH., sein Alter ist tieferes Oligozän. Großforaminiferen und Korallen sprechen für eine Seichtwasserbildung. Massenhaft auftretende Geröllchen von Spiculiten und Feinsandkalken besitzen ein oberkretazisches Alter; sie wurden aus der Flyschzone aufgearbeitet. Daraus erhellt, daß der Flyschtrog im Meridian von Murnau im tieferen Oligozän von den Kalkalpen noch nicht überfahren war. Dieser Bereich war vielmehr sedimentär verhüllt. Die Flyschsedimente wurden erst im Laufe des Oligozäns herausgehoben. Das vorliegende Geröll entstammt der transgressiven Molasse, welche ehemals über der Flyschzone abgelagert wurde.

Abstract

A pebble from the Wörth-Conglomerate (Upper-Chattian) is described from the subalpine Molasse of the eastern Murnau syncline. It contains *Nummulites fichteli* MICHELOTTI of Lower Oligocene age. Larger foraminifera and corals of the pebble indicate a shallow water environment of deposition. The pebble also contains in great abundance small pebbles of spiculites and calcarenites of Upper Cretaceous age which originally were deposited in the Flysch zone and subsequently reworked.

These observations tend to prove that the Flysch trough at the meridian of Murnau had not yet been overthrusted by the Austroalpine nappes by Early Oligocene. This area appears to have been covered then by sediments of the Molasse. The Flysch was not uplifted before the Oligocene. The pebble is derived from the transgressing Molasse which previously covered the Flysch zone.

*) Prof. Dr. H. HAGN, cand. geol. G. HIEMER und Dipl.-Geol. E. MOUSSAVIAN, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, Richard-Wagner-Str. 10, 8000 München 2.

Inhalt

A. Vorbemerkungen . . . . . 4
B. Fundort und Fundschicht der Gerölle . . . . . 4
C. Altersstellung und Fazies der Gerölle . . . . . 6
D. Folgerungen . . . . . 9
Literatur . . . . . 11

## A. Vorbemerkungen

Im Jahre 1954 beschrieben Hagn & Zeil den Geröllbestand des jungoberoligozänen Wörth-Konglomerats, das im Nordteil der Insel Wörth im Staffelsee NW Murnau aufgeschlossen ist. Der Schwerpunkt dieser Arbeit lag auf den Alttertiärgeröllen, welche an dieser Lokalität in besonders großer Zahl auftreten. Alter und Fazies dieser Gerölle wurden herangezogen, um Aussagen über Paläogeographie und Tektonik der südlichen Faltenmolasse und ihres Rücklands im westlichen Oberbayern zu treffen.

In den folgenden 25 Jahren konnten unsere Kenntnisse bedeutend vermehrt werden. Im letzten Jahrzehnt wurde die Geröllforschung im nordalpinen Raum neu belebt (vgl. hierzu Hagn 1976). Derzeit laufen umfangreiche Untersuchungen in den oberoligozänen Angerberg-Schichten des Unterinntales (E. Moussavian) und in den tieferen Cyrenen-Schichten des Westerbuchbergs im Chiemgau (H. Hagn & E. Moussavian).[1]) Erst kürzlich konnte gezeigt werden, daß kalkalpiner Schutt das Vorland bereits im mittleren Priabon erreicht hat (Hagn 1978). Dieser Befund gilt allerdings vorerst nur für das östliche Oberbayern.

Seit einiger Zeit arbeitet einer von uns (G. Hiemer) in der subalpinen Molasse des Staffelsee-Gebietes, um dort neue Beobachtungen zu sammeln. Im Rahmen seiner Kartierungsarbeiten fand er ein Geröll, das geeignet ist, unsere Kenntnisse der tertiären Geschichte des Alpenvorlandes, insbesondere der Flyschzone, wesentlich zu erweitern. Um die noch nicht abgeschlossenen Arbeiten nicht zu belasten, beschränkt sich der vorliegende Bericht ausschließlich auf das erwähnte Geröll sowie auf zwei ähnliche Gerölle. Aus demselben Grund wird auf die Wiedergabe des außerordentlich umfangreichen Schrifttums weitgehend verzichtet; sie wird durch G. Hiemer ausführlich referiert werden. Vorerst sei auf die Literaturangaben in den genannten Arbeiten verwiesen.

## B. Fundort und Fundschicht der Gerölle

Das näher zu beschreibende Geröll wurde am Ostufer des Staffelsees bei Seehausen hinter dem „Fischerstüberl" aufgesammelt (Abb. 1). Eines der beiden zusätzlichen Gerölle stammt vom selben Fundort, das andere wurde einer Konglomeratrippe im NE-Teil der Insel Wörth im Staffelsee unterhalb der Kapelle entnommen.

---

[1]) Inzwischen wurden die Konglomerate der Oberen Süßwassermolasse im Bereich des Irschenbergs, Taubenbergs und Tischbergs in das Programm aufgenommen.

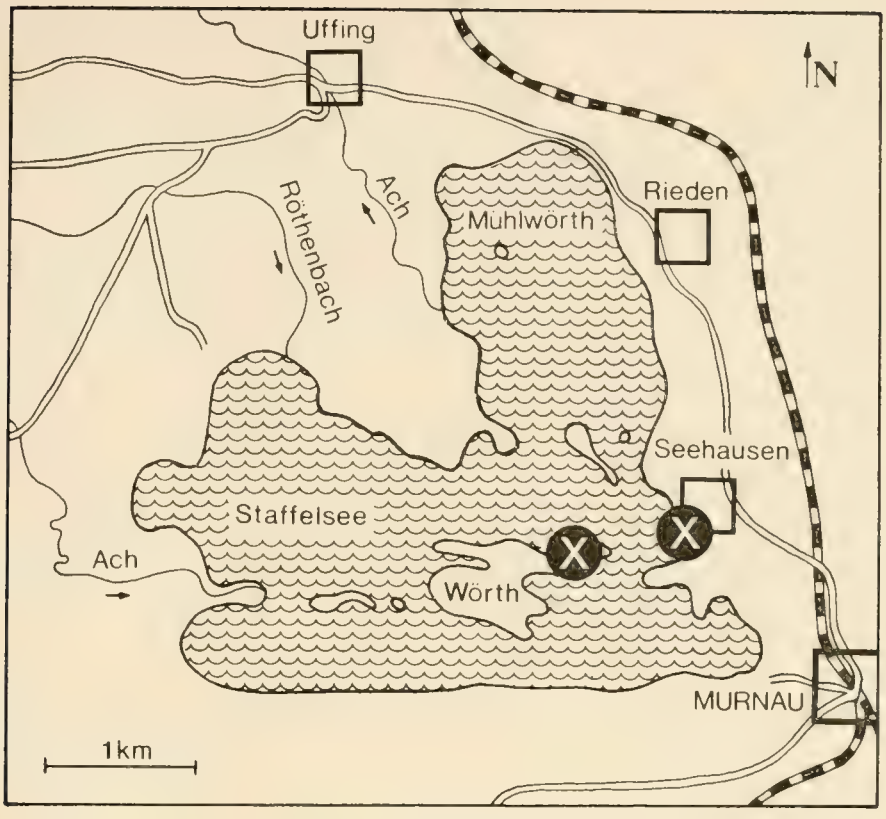



Abb. 1: Topographische Fundortskizze.

Die Fundschicht ist zum mittleren Teil der Bunten Molasse zu rechnen. Die Konglomerate dieses stratigraphischen Bereichs wurden von ZEIL als Wörth-Konglomerat bezeichnet. Sie stellen Äquivalente der Steigbach-Schichten des Westens dar; ihnen kommt daher ein jungchattisches Alter zu. Das Wörth-Konglomerat bildet den Kern der östlichen Murnauer Mulde (Abb. 2). Es gelang HIEMER, diese Ausbildung bis in das Ammer-Profil zu verfolgen. Die Mächtigkeit dieser Schichten beläuft sich auf über 500 m.

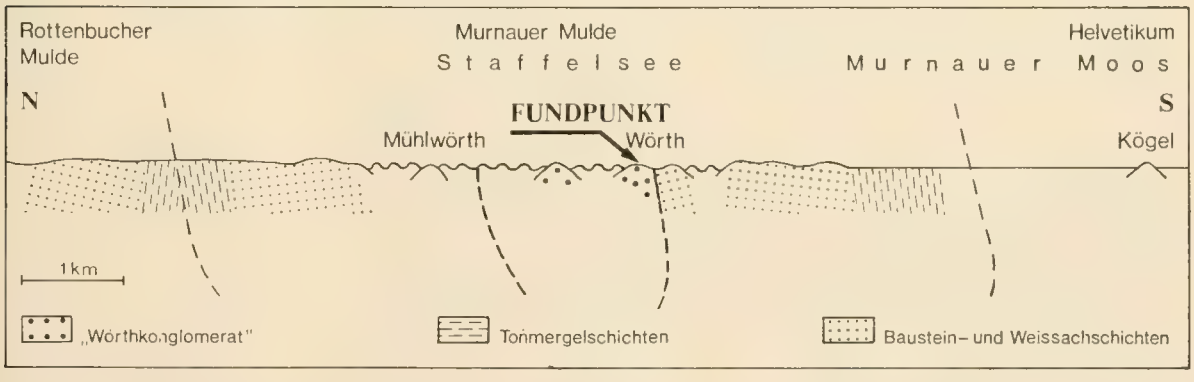



Abb. 2: Schematisches Profil durch die östliche Murnauer Mulde.

Nach Hagn & Zeil (1954, S. 545) setzt sich das Wörth-Konglomerat aus dunklen und hellen Dolomiten „unbekannter Herkunft", aus kalkalpinen Gesteinen, Gangquarzen sowie aus Eozän und Flysch zusammen. Ferner wurden umgelagerte Blöcke aus dem tieferen Teil der Bunten Molasse beobachtet. Das Verhältnis der einzelnen Komponenten zueinander ist naturgemäß je nach dem Durchmesser der Gerölle starken Schwankungen unterworfen. So nehmen die Dolomite in der Korngröße zwischen 1—3 cm bis zu 75 % des Gesamtvolumens ein. Die kalkalpinen Gesteine sind mit 15 %, der Flysch mit 6 %, das Kristallin mit 3 % und das Alttertiär mit 0,5 % am Aufbau der Konglomerate beteiligt. Im Korngrößenbereich über 5 cm gehen die Dolomite hingegen auf 8 % zurück, während der Anteil der alttertiären Komponenten bis auf 46 % anschwillt. Die Menge des Kalkalpins ist mit 38 %, diejenige der Flyschzone mit 8 % zu veranschlagen. Das Kristallin (im weitesten Sinne) spielt indes keine Rolle mehr (Hiemer).

Das größte Flyschgeröll mißt (rekonstruiert) 12,5 × 12 × 8 cm. Die Maße des ansehnlichsten Alttertiärgerölls betragen 21 × 13,5 × 12 cm.[2]) Der Rundungsgrad dieser Komponenten ist teilweise sehr schlecht. Man darf daher an einen nicht allzu weiten Transportweg denken.

Der nordalpine Flysch wird durch Sandsteine, Sandkalke und Kieselkalke vertreten. Besondere Beachtung verdient das Alttertiär. Hagn & Zeil (1954, S. 556 usf.) gelangten zu dem Ergebnis, daß ein Teil der Komponenten eine kalkalpine Heimat besitzt, während ein anderer Teil der helvetischen Zone entstammt. Zur ersteren Gruppe gehören obereozäne Gesteine mit *Nummulites fabianii* (Prever), zur letzteren brauneisenschüssige Nummulitenkalke und helle Lithothamnienkalke.

Nach den Beobachtungen Hiemer's ist das Obereozän sehr häufig repräsentiert. Auch er konnte bei einem Teil der Gerölle eine verblüffende Ähnlichkeit mit Gesteinen des Helvetikums feststellen. Neu ist der Nachweis von kalkalpinem Paleozän, doch sind die entsprechenden Gerölle klein und treten nur sehr untergeordnet auf.

## C. Altersstellung und Fazies der Gerölle

Das Geröll mit *Nummulites fichteli* besitzt die Maße 12,3 × 12,2 × 8,5 cm. Das Gestein ist als sandiger, feinkonglomeratischer Nummulitenkalk anzusprechen. Seine Farbe erscheint grau bis gelblichgrau. Die zahlreichen bräunlichen Geröllchen verleihen ihm ein gesprenkeltes Aussehen. Größere organogene Einschlüsse stellen sich unter der Lupe als Korallenreste heraus.

Im Dünnschliff (G 1827—1836 a/79) erweist sich die Grundmasse als überwiegend pelitisch. Ihr sind zahlreiche kleinere Quarzkörner eingestreut. Daneben schwimmen einzelne größere Quarzkörner, die sich im polarisierten Licht häufig als Quarzaggregate entpuppen. Glimmer tritt nur sehr vereinzelt auf. Glaukonit kommt ebenfalls nur akzessorisch vor.

Ein kleinerer Teil der eingeschlossenen Geröllchen ist kristalliner Natur. Die meisten können auf Glimmerschiefer bezogen werden. Einige wenige

[2]) Diese Maße beziehen sich nur auf das Vorkommen von Seehausen.

Komponenten lassen Hornblende erkennen. Schließlich wurde selbst ein Serpentinbröckchen beobachtet.

Wieder andere, ebenfalls stärker zurücktretende Geröllchen werden durch körnigen Dolomit gebildet. Ziemlich selten sind sehr feinkörnige, fast dichte Varietäten sowie Komponenten mit einem ooidischem Gefüge. Die Geröllchen dieser Typen weisen einen ausgezeichneten Rundungsgrad auf.

Die häufigsten Geröllchen sind indes Spiculite, also Schwammnadelgesteine, die in der verschiedensten Ausbildung vorliegen. Die größten Komponenten bewegen sich um 1 cm herum. Sie sind fast ausnahmslos gelblich-bräunlich verfärbt. Ein Teil der Spiculite birgt wohlerhaltene Nadeln von Kieselschwämmen; ihr Axialkanal ist noch gut zu erkennen (Taf. 1, Bild 2; Taf. 2, Bild 3). In vielen Fällen sind diese Gesteine aber mehr oder weniger stark eingekieselt. Diese metasomatischen Vorgänge können dazu führen, daß die Spiculae nur noch schemenhaft wahrzunehmen sind. Gelegentlich sind die Spiculite schwach glaukonitisch.

Daneben kommen ziemlich häufig glaukonitische Feinsandkalke vor. Seltener sind bräunliche Sandsteine und eigentliche Glaukonitsandsteine. Ausnahmsweise wurden die Geröllchen von dünnen Rotalgenkrusten umwachsen oder sie dienten sessilen Foraminiferen als Substrat.

In den Feinsandkalken trifft man gelegentlich ziemlich kleinwüchsige Foraminiferen an, die sich auf die pelagischen Gattungen *Globotruncana, Hedbergella, Globigerinelloides* und *Heterohelix* verteilen. Die Globotruncanen sind durchwegs zweikielig. Dazu gesellen sich die Gattungen *Praebulimina* und *Osangularia.* Bryozoen gehören zu den größten Seltenheiten.

Die Matrix des Gestein ist teilweise reich an Kleinforaminiferen. Besonders häufig sind Milioliden; sie werden durch die Gattungen *Miliola, Quinqueloculina, Triloculina, Pyrgo* und *Spiroloculina* vertreten. Daneben scheinen Sandschaler, vor allem Angehörige der Familien Textulariidae und Ataxophragmiidae auf. Rotaliide Formen (*Pararotalia, Asterigerina, Cibicides* u. a.) runden das faunistische Bild ab. Die Gattungen *Bolivina* und *Globigerina* sind ziemlich selten. Im Inneren von Nummuliten wurden sessile Formen beobachtet, die als *Nubecularia* bestimmt werden können.

Die Großforaminiferen werden hauptsächlich durch reticulate Nummuliten repräsentiert. Es kommen sowohl A- als auch B-Formen vor (Taf. 1, Bild 1; Taf. 1, Bild 2). Selbst die $A_2$-Generation und Zwillinge (mit zwei Anfangskammern) konnten aufgefunden werden. In Tangentialschliffen ist das „Netz", das durch die Septalstreifen gebildet wird, gut zu sehen (Taf. 2, Bild 1). Die Peripherie ist etwas abgerundet. In den äußeren Umgängen sind die Kammern länger als hoch, doch schwankt die Form der Lumina ziemlich stark. Es liegt die Art *Nummulites fichteli* Michelotti vor.

Eine zweite Gruppe von Nummuliten wird durch kleine, einfach gebaute, linsenförmige Gehäuse vorgestellt. Sie gehört zu *Nummulites incrassatus* De La Harpe. Die Gattung *Operculina* stellt sich hingegen nur sehr selten ein.

Die Metazoen sind ebenfalls am Aufbau des Gesteins maßgeblich beteiligt. Die wichtigsten Fossilreste stellen wohl die Korallen; *Porites* erscheint ziemlich häufig. Umkristallisierter Korallenschutt ist allenthalben anzutreffen. Ferner beobachtet man, wenn auch untergeordnet, Wurmröhren *(Serpula),* Bryo-

zoen, Schalenreste von Lamellibranchiaten (u. a. *Pecten, Ostrea*), Bruchstücke von Crustaceenpanzern und Echinodermengrus. Selbst ein Zähnchen mit Dentinröhren und Schmelzkappe fehlt nicht.

Die Rotalgen sind meist nur in Form kleinerer Splitter anwesend. Größere Reste von Thalli gehören durchwegs zu den Ausnahmen. Deshalb sind auch Verwachsungen mit sandschaligen Foraminiferen und anderen sessilen Organismen ziemlich selten.

Für die Altersbestimmung sind die reticulaten Nummuliten von ausschlaggebender Bedeutung. Hier ist vor allem zwischen *Nummulites fabianii* (Prever) und *Nummulites fichteli* Michelotti zu unterscheiden. Die erstgenannte Art würde ein obereozänes Alter anzeigen, während *N. fichteli* im Unter- und Mitteloligozän zuhause ist (Roveda 1970, S. 240—241). Diese Art ist nicht nur in Europa, sondern auch in Afrika und Asien weit verbreitet. Aus Bayern wurde sie bisher nur von Boussac (1911, S. 86) von Reit i. Winkl erwähnt. Die vorliegenden Schnitte wurden mit allen zur Verfügung stehenden Vorkommen von *N. fabianii* verglichen. Ferner konnten mitteloligozäne Kalke mit *N. fichteli* von Rocca di Manerba (Südende des Gardasees) zum Vergleich herangezogen werden. Es ergaben sich deutliche Unterschiede gegenüber *N. fabianii.* Die Gehäuse sind zierlicher struiert, die Pfeiler erscheinen feiner und das Spiralblatt dünner. Auf der anderen Seite ist offensichtlich die Entwicklungshöhe der mitteloligozänen Formen noch nicht erreicht. So sind die Kammern in den äußeren Umgängen meist nicht so lang und niedrig, wie im Schrifttum angegeben. Daraus kann gefolgert werden, daß die vorliegenden Gehäuse das Unteroligozän kennzeichnen.

Für diese Einstufung spricht auch das Fehlen sämtlicher Foraminiferen, welche normaliter das Eozän bzw. Obereozän anzeigen. Dies betrifft die Discocyclinen, die Gattung *Eorupertia,* die krustenförmige *Gypsina linearis* (Hanzawa) sowie die Nummulitenarten *N. chavannesi* De La Harpe und *N. striatus* (Brugu.). Man weiß heute, daß für die Verarmung der oligozänen Faunen klimatische Veränderungen verantwortlich sind. Bereits im Oberozän setzte eine merkliche Abkühlung ein, die z. B. auch das Aussterben der Gattung *Hantkenina* zur Folge hatte.

Trotz einer oberflächlichen Ähnlichkeit hat daher das Geröll aus der Murnauer Mulde mit dem *Fabianii*-Sandstein des kalkalpinen Priabons nichts zu tun (vgl. hierzu Hagn 1978, S. 225). In diesem Zusammenhang sind auch die eingeschlossenen Geröllchen (Lithoklaste) von Bedeutung. Die Dolomite, Pelite und Oolithe, denen eine kalkalpine Herkunft zugeschrieben werden muß, treten nur sehr untergeordnet auf. Die *Fabianii*-Sandsteine sind davon meist erfüllt. Neu ist hingegen das Vorkommen kristalliner Geröllchen wie z. B. Glimmerschiefer, Hornblendegesteinen und Serpentin; diese Komponenten weisen auf die Nähe eines schuttspendenden Landgebietes hin. Auch die massenhaft auftretenden Spiculite und Feinsandkalke sind eine überraschende Erscheinung. Die oben angeführten pelagischen Gattungen weisen auf Oberkreide hin. Die zweikieligen Globotruncanen lassen eine Einschränkung auf den Zeitbereich Turon — Maastricht zu. Die Spiculite sind zweifellos auf die Zementmergelserie der Flyschzone zu beziehen; auch die glaukonitischen Feinsandkalke sind Flyschsedimente, die teilweise an die Hällritzer Serie erinnern. Die bräunlichen Sandsteine lassen sich gut mit dem Reiselsberger Sandstein vergleichen. Paleozäne Sedimente konnten nicht nachgewiesen werden.

Das reichliche Auftreten von Flyschschutt im Vorland war bisher nur aus dem Miozän bekannt (HAGN 1976, S. 122 usf.). Die Kombination *N. fichteli* — Flyschgerölle ist völlig neu. Dieser Befund zwingt daher zu einer Überprüfung der bisher gültigen paläogeographischen Vorstellungen.

Wie bereits erwähnt (S. 4), konnten im Untersuchungsgebiet von G. HIEMER zwei weitere Gerölle gefunden werden, welche zusätzliche Informationen bieten.

Das eine Geröll, ein sandiger, feinkonglomeratischer Fossilschuttkalk, stammt vom NE-Teil der Insel Wörth (Abb. 1). Seine Maße betragen 16,5 × 11 × 7,5 cm. In den Schliffen (G 1837—1838 a/79) macht man folgende Beobachtungen:

Der Gesteinscharakter ähnelt weitgehend dem oben beschriebenen Geröll. Kristallineinschlüsse sind eher etwas häufiger. Ferner wurden Bröckchen von krustenartigen Süßwasserkalken gefunden. Reticulierte Nummuliten fehlen; linsenförmige Gehäuse lassen sich auf *N. incrassatus* DE LA HARPE beziehen. Korallen sind sehr häufig; daneben stellen sich Hydrozoenreste ein. Bryozoen treten stärker hervor. Dasselbe gilt für *Serpula*, für die Schalenreste von Lamellibranchiaten *(Ostrea)* und Kleingastropoden sowie für den Crustaceen- und Echinodermenschutt. Corallinaceen kommen häufig als Bewüchse vor; neben *Lithothamnium* wurde *Ethelia alba* (PFENDER) nicht selten nachgewiesen.

Da das Gestein gleichfalls mit Flyschgeröllchen gespickt ist, erscheint es ebenfalls nördlich des Kalkalpins beheimatet. Bezeichnenderweise fehlen wiederum alle Anzeichen für Obereozän. Das Ensemble der Fauna und Flora fügt sich gut in die Vorstellung eines oligozänen Alters ein.

Auch ein drittes Geröll (Maße 6,4 × 4,3 × 2,7 cm) darf in diesem Zusammenhang behandelt werden. Es wurde ähnlich wie das Geröll mit *N. fichteli* bei Seehausen aufgesammelt. Das Gestein enthält viel Korallenschutt und Spiculitgeröllchen, führt aber keine Nummuliten (G 1839—1840 a/79). Trotzdem darf es den beiden übrigen Geröllen altersmäßig gleichgestellt werden.

Daraus erhellt, daß Unteroligozän mit Flyschschutt im Wörth-Konglomerat bisher durch drei Gerölle belegt ist.[3])

## D. Folgerungen

Im Rahmen der Bearbeitung der obereozänen Katzenloch-Schichten („südhelvetische Molasse in Flyschfazies") des Chiemgaus durch einen von uns (HAGN 1978, S. 226) wurde die Frage aufgeworfen, ob die Flyschzone im Priabon tektonisch oder sedimentär verhüllt war. Dieselbe Frage stellt sich naturgemäß auch für das Unteroligozän. Es darf hierzu bemerkt werden, daß nicht wenige moderne Autoren für eine tektonische Überwältigung der Flyschzone durch das Kalkalpin in alttertiärer Zeit plädieren.

Diese Frage konnte mit Hilfe der Katzenloch-Schichten nicht geklärt werden. Hier helfen die drei Gerölle aus der östlichen Murnauer Mulde weiter. Durch sie wird bewiesen, daß die Flyschzone, zumindest im Meridian

[3]) Inzwischen überbrachte uns Herr Dr. E. OTT, München, ein Geröll eines hellen Lithothamnienkalks, das ebenfalls oberkretazische Flyschgeröllchen führt. Es stammt aus dem Deckenschotter von Pähl N Weilheim. Sämtliche Faunen- und Florenelemente sprechen gleichfalls für ein unteroligozänes Alter (Schliffe G 1960—1961 a/79).

von Murnau, im tieferen Oligozän tektonisch keinesfalls verhüllt war. Sie wurde vielmehr von einer Flachsee bedeckt, die im Süden an die Deutenhausener Schichten anschloß und wohl sicher mit dem kalkalpinen Raum in Verbindung stand. Man darf in diesem Zusammenhang durchaus von einer transgressiven Molasse sprechen.

Es gilt nun, den Ablagerungsraum der Gerölle näher einzuengen. Die das Schliffbild beherrschenden Spiculite weisen auf die Zementmergelserie als Hauptlieferanten und damit auf die Südfazies der Flyschzone hin.[4]) Die gelegentlich auftretenden kalkalpinen Komponenten zeigen überdies die Nähe des Oberostalpins an. Die kristallinen Gemengteile mögen vom Rumunischen Rücken stammen. Unklar ist in diesem Zusammenhang noch, in welchem Zustand sich der Ablagerungsraum befand, in dem im ältesten Tertiär die Tratenbach-Schichten zwischen Flysch und Kalkalpin entstanden sind.

Die Flyschzone war demnach im Unteroligozän noch nicht sonderlich herausgehoben. Nach Schiemenz (1960, Tab. 11, S. 63) führen die Deutenhausener Schichten im Durchschnitt erst 1,5 % Flyschgerölle. Wie wir gesehen haben, steigt ihr Anteil im Wörth-Konglomerat bereits auf 8 %. Im Miozän nehmen diese Werte sprunghaft zu (z. B. Kojen-Schichten, Obere Meeresmolasse). Daraus kann gefolgert werden, daß die Flyschzone während des Oligozäns eine langsame Hebung erfuhr. Die einschneidenden Ereignisse aber, die den Flysch in die Gebirgsbildung miteinbezogen und ihn der gesteigerten Erosion preisgaben, erfolgten erst im Miozän. Das Muttergestein der drei Gerölle wurde im übrigen erst 10 bis 14 Millionen Jahre nach seiner Entstehung aufgearbeitet und auf sekundärer Lagerstätte wieder eingebettet.

Einschränkend muß hier noch bemerkt werden, daß die tektonischen Ereignisse im Osten später abliefen als im Westen. So setzt die Flyschschüttung im östlichen Oberbayern (z. B. Kaltenbachgraben bei Miesbach) erst im Eggenburg („Burdigal") voll ein. Die Konglomerate der Blauen Wand (Ob. Aquitan) des Traunprofils sind hingegen noch weitgehend frei von Komponenten aus der Flyschzone.

Die Vorstellung von der sedimentären Verhüllung der Flyschzone während des Obereozäns und Unteroligozäns hat für die Katzenloch-Schichten des Chiemgaus als ältester Molasse noch gewisse Konsequenzen (Hagn 1978). Wie gezeigt wurde, führen diese Ablagerungen den ersten kalkalpinen Schutt, der damit über den Flyschtrog hinweg transportiert worden sein muß. In diesem Zusammenhang wäre an Canyons zu denken, wie sie neuerdings von Picha (1979) im Vorland der Böhmischen Masse (Mähren) beschrieben wurden. Diese Einschnitte könnten auf Flußsysteme zurückgehen, welche die Flyschzone während einer kurzfristigen Trockenlegung (etwa im Mitteleozän) durchquerten. Das würde bedeuten, daß kalkalpiner Schutt nur an einigen wenigen Stellen in den südhelvetischen Trog gelangt ist, d. h. daß das Auftreten der Katzenloch-Schichten an die Mündung von Flüssen gebunden ist, wodurch ihre Verbreitung regional eingeschränkt wird.

Die drei Gerölle sind nur kleine Mosaiksteinchen, die aber besonders hell leuchten. Noch ist das Bild, das wir uns von der tertiären Geschichte der Alpen und

---

[4]) Damit soll nicht gesagt werden, daß Spiculite nicht auch in der Nordfazies des Flysches weit verbreitet wären. Doch sind die Spiculae im Norden gewöhnlich kräftiger und derber als in der Zementmergelserie.

ihres Vorlandes machen, unvollständig. Es bleibt aber zu hoffen, daß die klaffenden und störenden Lücken dank neuer Geröllfunde im Lauf der Zeit immer mehr und mehr ausgefüllt werden können.

## Literatur


Boussac, J. (1911): Études paléontologiques sur le Nummulitique Alpin. — Mém. pour servir à l'explication de la Carte Géologique Détaillée de la France: I—VII, 1—439, Taf. 1—22, 9 Abb., 4 Tab.; Paris.

Hagn, H. (1976): Neue Beobachtungen an Geröllen aus den Bayerischen Alpen und ihrem Vorland (Oberkreide, Alt- und Jungtertiär). — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **16**: 113—133, Taf. 11—13, 2 Abb.; München.

Hagn, H. (1978): Die älteste Molasse im Chiemgau/östliches Oberbayern (Katzenloch-Schichten, Priabon). — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **18**: 167—235, Taf. 13—16, 5 Abb.; München.

Hagn, H. & Zeil, W. (1954): Der Geröllbestand der jungkattischen Konglomerate im Staffelsee bei Murnau (Oberbayern) und seine Bedeutung für die Paläogeographie der subalpinen Molasse. — Geol. Jb., **69**: 537—598, Taf. 40—44, 1 Abb.; Hannover.

Picha, F. (1979): Ancient Submarine Canyons of Tethyan Continental Margins, Czechoslovakia. — The Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **63**: 67—86, 12 Abb.; Tulsa, Oklah.

Roveda, V. (1970): Revision of the *Nummulites* (Foraminiferida) of the *N. fabianii-fichteli* Group. — Riv. Ital. Paleont., **76**: 235—324, Taf. 22—25, 142 Abb.; Mailand.

Schiemenz, S. (1960): Fazies und Paläogeographie der Subalpinen Molasse zwischen Bodensee und Isar. — Beih. Geol. Jb., **38**: 1—119, Taf. 1—6, 23 Abb., 17 Tab.; Hannover.


## Tafelerklärungen

### Tafel 1

Sandiger, feinkonglomeratischer Nummulitenkalk des tieferen Oligozäns. Geröll aus dem Wörth-Konglomerat von Seehausen, NW Murnau. Schliff G 1829 a/79.

Bild 1: *Nummulites fichteli* Michelotti, megalosphärische Generation (A-Form), quer. Vergrößerung × 17.

Bild 2: Spiculitgeröll der Flysch-Oberkreide, eingebettet in Nummulitenkalk. In der Mitte oben eine Miliolide, rechts daneben ein Quarzkorn. Vergrößerung × 18.

### Tafel 2

Sandiger, feinkonglomeratischer Nummulitenkalk des tieferen Oligozäns. Geröll aus dem Wörth-Konglomerat von Seehausen, NW Murnau.

Bild 1: *Nummulites fichteli* Michelotti, megalosphärische Generation (A-Form), Schrägschnitt. Rechts oben ein Korallenrest. Schliff G 1828 a/79. Vergrößerung × 18.

Bild 2: *Nummulites fichteli* Michelotti, mikrosphärische Generation (B-Form), quer. Links unten Korallenrest. Schliff G 1832 a/79. Vergrößerung × 10.

Bild 3: Spiculit der Flysch-Oberkreide, vergrößerter Ausschnitt von Bild 2 auf Taf. 1. Schliff G 1829 a/79. Vergrößerung × 37,5.

Die Schliffe werden unter den angegebenen Nummern in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München, aufbewahrt.

| Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 19 | 13—26 | München, 15. 12. 1979 |
|---|---|---|---|

# Die Cephalopoden des Korallenkalks aus dem Oberen Jura von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau

IV. *Aspidoceras* (Ammonoidea)

Von Gerhard Schairer & K. Werner Barthel*)

Mit 4 Abbildungen und Tafeln 3—4

Kurzfassung

In den Korallen-Riffkalken von Laisacker bei Neuburg/Do. (Untertithon, Äquivalent der Oberen Solnhofener Plattenkalke, Südliche Frankenalb, Bayern) wurden zwei *Aspidoceras*-Arten gefunden: *Aspidoceras episoides* Fontannes und *A. longispinum* (Sowerby). Es wird die Eigenständigkeit von *A. episoides* und seine phylogenetische Beziehung zur Gruppe *A. neoburgense/cyclotum* und die Variabilität von *A. longispinum* diskutiert.

Abstract

Among other ammonites the Laisacker coral reef limestone (Lower Tithonian, upper Solnhofen limestone equivalent; Bavaria, Germany) yielded *Aspidoceras episoides* Fontannes and *A. longispinum* (Sowerby). *A. longispinum* shows considerable variance. *A. episoides* is found to be a valid species, possibly belonging to a phylogenetic lineage peaking in the *A. neoburgense/cyclotum* group.

## Einleitung

Diese Arbeit steht im Rahmen der Untersuchungen am Korallenriff von Laisacker, die von K. W. Barthel (1959) begonnen und von K. W. Barthel und G. Schairer (1977) fortgesetzt wurden. Sie haben das Ziel, die seit langem bekannte Fauna dieser Lokalität so vollständig wie möglich zu erfassen.

*) Dr. G. Schairer, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2; Prof. Dr. K. W. Barthel, Institut für Geologie und Paläontologie, Technische Universität Berlin, Hardenbergstraße 42, 1000 Berlin 12.

Wir danken Herrn Ing. L. Fruth für sein großzügiges Entgegenkommen bei der Ausleihe wertvollen Materials. Ebenso bedanken wir uns bei den Herren Dr. G. Dietl (Staatl. Mus. f. Naturkunde Stuttgart), W. Dominik (Geol. Paläont. Inst. TU Berlin), Prof. Dr. R. Enay, A. Prieur (Univ. Claude Bernard Lyon, Villeurbanne), Dr. M. K. Howarth (British Mus., London), Dr. W. Ohmert (Geol. L. A. Freiburg), Prof. Dr. J. Wendt, W. Riegraf (Inst. u. Mus. f. Geol. Paläont. Univ. Tübingen), Prof. Mag. Dr. R. Sieber (Geol. B. A. Wien), Prof. Dr. A. Zeiss (Inst. f. Paläont. Univ. Erlangen-Nürnberg), Dr. P. Wellnhofer (Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. München) für ihre Hilfe und die Ausleihe von Originalen. Die Herren F. Höck und B. Kleeberg stellten die Photographien her. Herr K. Dossow fertigte die Zeichnungen an. Ein Teil des Materials stammt aus Untersuchungen, die von der DFG gefördert wurden.

Das Material wird, soweit nichts anderes angegeben, in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München, aufbewahrt.

## Abkürzungen

| | |
|---|---|
| Dm | Durchmesser in mm |
| Nw, Nw% | Nabelweite in mm, Nw in % des Dm |
| Wb, Wb% | Windungsbreite in mm, Wb in % des Dm |
| Wh, Wh% | Windungshöhe in mm, Wh in % des Dm |
| AK | Zahl der Außenknoten auf 1/2 Umgang |
| IK | Zahl der Internknoten auf 1/2 Umgang |

## Beschreibung der Arten

Ammonitina
Perisphinctacea
Aspidoceratidae
*Aspidoceras*

### *Aspidoceras episoides* Fontannes

Taf. 3, Fig. 1—2; Abb. 1, 2

v* 1879 *Aspidoceras episoides*, Fontannes — Fontannes: 101, Taf. 13, Fig. 10.

Material: Ein gut erhaltener Steinkern (Privatslg. Ing. L. Fruth, München). Zum Vergleich wurden herangezogen: Abguß des Holotypus zu Fontannes (1879); 1 Stück von Chambéry, Savoien (1966 I 201); Originale zu *Aspidoceras episum* (Oppel) in Buck (1958), Taf. 4, Fig. 1—2).

| Maße: | Dm | Nw | Nw% | Wh | Wh% | Wb | Wb% |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Slg. L. Fruth | 60 | 17 | 28 | 25 | 42 | 33 | 55 |
| | 47 | 12 | 26 | 20 | 42 | 27 | 58 |
| 1966 I 201 | 36 | 8 | 22 | 18 | 50 | 21 | 58 |
| | 27 | 7 | 26 | 12 | 45 | 16 | 59 |
| Holotypus *A. episoides* | 56 | 17 | 30 | 21 | 38 | 31 | 55 |
| | 45 | 14 | 31 | 19 | 42 | 25 | 56 |
| *A. episum* | 34 | 9 | 27 | 14 | 41 | 17 | 50 |
| Buck, Taf. 4, Fig. 1; | 25 | 6 | 24 | 12 | 48 | 12 | 48 |
| Taf. 4, Fig. 2 | 38 | 11 | 30 | 15 | 41 | 19 | 50 |

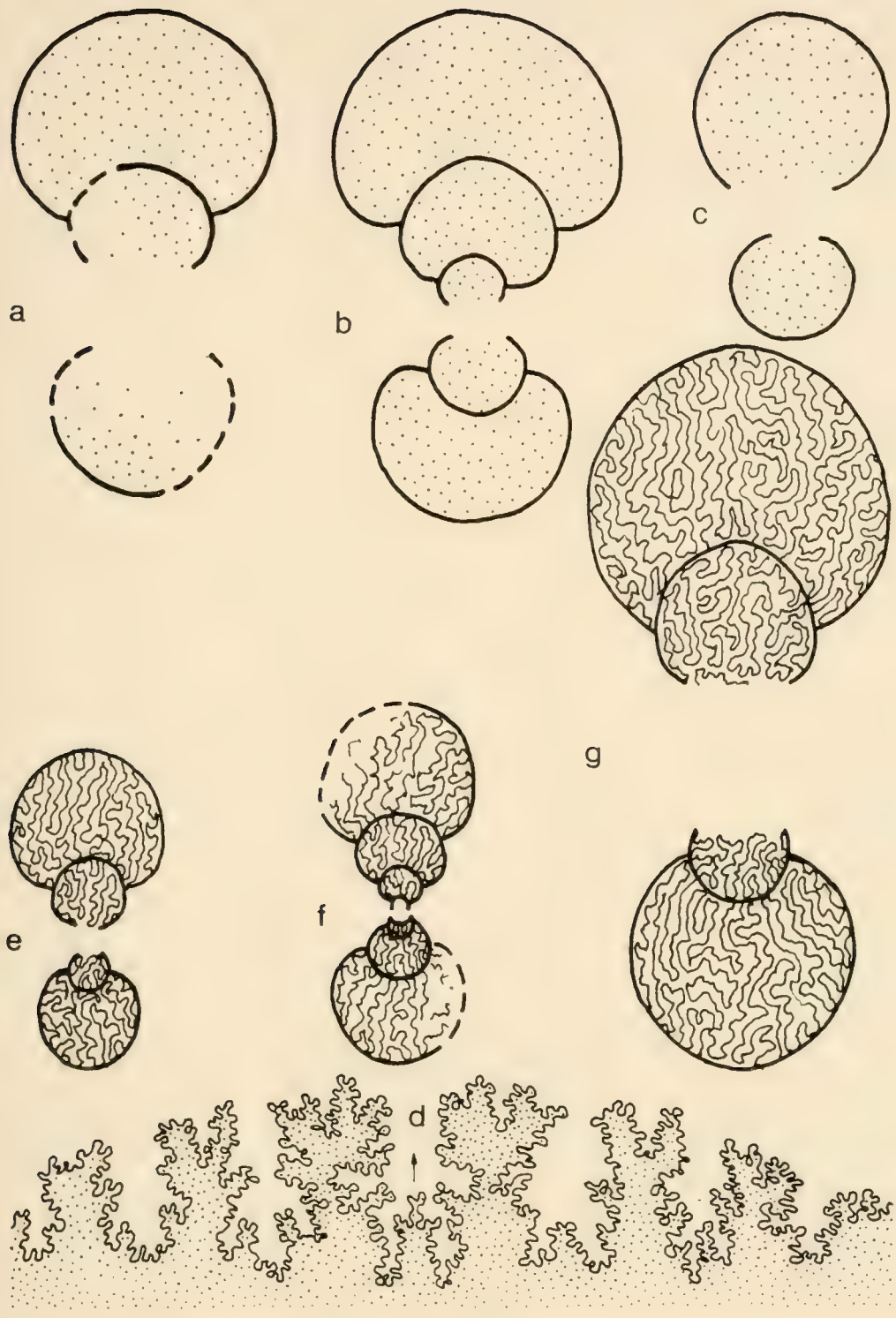



Abb. 1: Windungsquerschnitte und Lobenlinie. a—d: *Aspidoceras episoides.* a: Holotypus, Dm 55 mm; b: Exemplar von Laisacker (Slg. L. Fruth), Dm 60 mm; c: 1966 I 201, Dm 36 mm; d: 1966 I 201, Dm 26 mm. e—g: *Aspidoceras episum.* e: Neotypus, Dm 36 mm; f: Original zu Buck (1958, Taf. 4, Fig. 2), Dm 41 mm; g: Original zu Oppel (1863, Taf. 60, Fig. 1), Dm 82 mm (nach Originalabb. gezeichnet).

Beschreibung: Das Exemplar aus der Slg. L. Fruth ist unverdrückt und fast vollständig erhalten (max. Dm 60 mm; Taf. 3, Fig. 1); es fehlt der vorderste Teil der Wohnkammer mit dem Mundsaum. Die Wohnkammer beginnt bei ca. 40 mm Dm, ihre Länge beträgt etwas mehr als 1/2 Umgang. Der Nabel ist mäßig weit, am Ende der Wohnkammer erweitert. Die Nabelwand ist steil, leicht gegen die Externseite geneigt und schwach gewölbt, der Nabelrand gerundet. Die Flanken sind auf der letzten Windung konvex und gehen allmählich in die gewölbte Externseite über. Auf inneren Windungen sind die Flanken flacher. Der Windungsquerschnitt der letzten Windung ist breiter als hoch, nierenförmig, die größte Wb liegt in 2/5 der Wh. Der Querschnitt der inneren Windungen dürfte ebenfalls breiter als hoch sein und scheint rundlich bis gerundet rechteckig zu sein (Abb. 1 b).

Die Skulptur ist schwach, am deutlichsten noch im externen Bereich. Sie besteht aus flachen, unterschiedlich breiten Rippen, die sich gegen die Externseite verbreitern und diese überqueren. Dornen oder Knoten sind nicht vorhanden.

Das Stück aus dem Untertithon von Chambéry (1966 I 201) ist etwas verdrückt und vollständig gekammert. Im Aussehen schließt es sich gut an die Innenwindungen des Laisacker-Exemplares an. Die Nabelwand ist weniger steil, die Externseite flacher, was u. U. auf die Verdrückung zurückzuführen ist. Der Steinkern ist völlig glatt (Taf. 3, Fig. 2; Abb. 1 c, d).

Der Holotypus zu *A. episoides* (Abb. 1 a), dessen Wohnkammer über 1/2 Umgang einnimmt (Beginn bei ca. 40 mm Dm), ist etwas weiter genabelt als das Exemplar von Laisacker. Auch ist die Flanke der nächstinneren Windung nicht flach, sondern deutlich konvex. Die Skulptur ist vergleichbar mit der des Laisacker-Stückes, doch scheinen die Rippen etwas kräftiger und am Nabelrand gelegentlich verstärkt zu sein. Letzteres kann aber durch die Erhaltung vorgetäuscht sein (Abrieb im Bereich des Nabelrandes).

Bemerkungen. Buck (1958, 52), ihm folgend Berckhemer & Hölder (1959, 19), stellt *A. episoides* zu *A. episum* (Oppel), da die Fontannes'sche Art mit der Oppel'schen völlig übereinstimme. Schon Fontannes (1897, 102) war sich nicht sicher, ob es sich bei der Form von Crussol um eine eigene Art handele, da die angeführten Unterschiede nicht sehr bedeutend seien.

Geht man von den vorhandenen Abbildungen aus (Oppel 1863, Taf. 60, Fig. 1 [rekonstruiert!] = Quenstedt 1887/1888, Taf. 125, Fig. 9 [Originalzustand; deformiert] und Fontannes 1879, Taf. 13, Fig. 10), so können sie durchaus zwei verschiedenen Arten angehören. Ein Vergleich des Typmaterials ist nicht möglich, da das Original zu Oppel verschollen ist. Buck (1958, 52, Taf. 4, Fig. 1) hat daher für *A. episum* einen Neotypus vorgeschlagen, der wesentlich kleiner ist als das Original (Staatl. Mus. f. Naturkunde Stuttgart 19583). Anhand des Neotypus und eines weiteren Originals zu Buck (1958, Taf. 4, Fig. 2) sowie mehreren damit vergleichbaren Exemplaren aus dem oberen Weißen Jura der Schwäbisch-Fränkischen Alb (Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. München; Geol. L. A. Freiburg) läßt sich *A. episum* (im Sinne von Buck 1958) so kennzeichnen:

Kleinwüchsig, mäßig weit genabelt, Windungsquerschnitt etwas breiter als hoch (Abb. 1 e, f), insgesamt schlank. Skulptur aus meist dichtstehenden, unterschiedlich kräftigen Rippen, die sich teilen können und über die Externseite hinwegziehen. Ein Teil der Rippen kann am Nabelrand knötchenartig verstärkt sein.

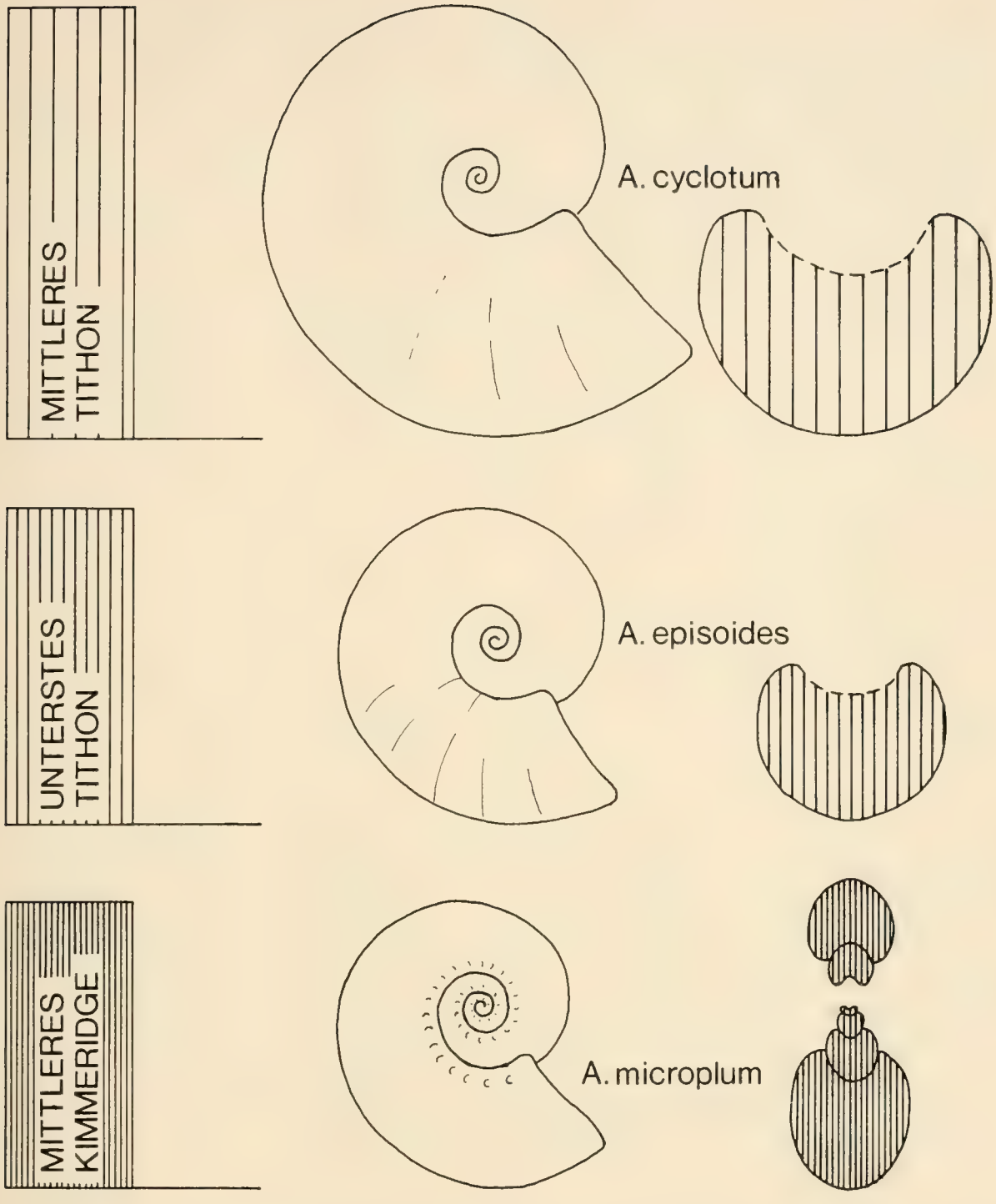



Abb. 2: Phylogenetische Tendenzen der glatten *Aspidoceras*-Formen zwischen Mittlerem Kimmeridge und Mittlerem Tithon: Reduzierung der Nabelknötchen und proterogenetische Verbreiterung des Windungsquerschnitts (gezeichnet nach Photographien; Mündungen rekonstruiert; Querschnitt von *A. microplum* nach Buck 1958, Abb. 19b).

*A. episoides* ist ebenfalls kleinwüchsig, mäßig weit genabelt, Windungsquerschnitt deutlich breiter als hoch, nierenförmig bis gerundet rechteckig (Abb. 1 a—c). Skulptur aus ziemlich weitstehenden, schwachen, breiten Rippen ohne Dornen und Knoten, gelegentlich mit einem verstärkten umbilikalen Rippenteil. Die Rippen überqueren die Externseite.

*A. episoides* unterscheidet sich von *A. episum* vor allem durch den breiteren Querschnitt bei vergleichbarem Dm. Es scheint auch weniger dicht berippt zu sein. *A. episoides* wird daher als selbständige Art betrachtet.

Nach Angaben verschiedener Autoren sind weitere *Aspidoceras*-Arten vorhanden, die keine Knoten oder Dornen aufweisen. So bildet NEUMAYR (1873, 195, Taf. 38, Fig. 5) ein *A. wolfi* NEUMAYR ab, eine Art, die in der Gehäuseform *A. acanthicum* (OPPEL) sehr ähnlich ist. BUCK (1958, 45) stellt sie daher als Unterart zu *A. acanthicum*. BANTZ (1970, 54) führt 2 Stücke an, die mit *A. wolfi* übereinstimmen. Auch er weist auf die Ähnlichkeit in der Gehäusemorphologie bei *A. acanthicum* und *A. wolfi* hin. Nach BUCK und BANTZ kommt *A. wolfi* im Weißjura Delta (Kimmeridge) vor.

QUENSTEDT (1887/1888, 1079, Taf. 125, Fig. 13) führt ein Stück von Nattheim mit ca. 15 mm Dm an, das völlig glatt ist. Das Original ist verschollen, dem nierenförmigen Querschnitt nach könnte es zu *A. episoides* gehören.

Aus dem höheren Untertithon beschreibt ZEISS (1968, 119, Taf. 27, Fig. 4) ein *A. cyclotum ellenbrunnense* ZEISS, das ein mittelgroßes, mäßig weitnabeliges Gehäuse mit breitem Querschnitt aufweist. Die Skulptur besteht aus flachen, breiten Rippen, die sich gegen die Externseite verbreitern und sie überqueren.

Im Mitteltithon sind zwei weitere unbeknotete Arten vorhanden: *A. neoburgense* (OPPEL) und *A. cyclotum* (OPPEL). Erstere Art unterscheidet sich von der zweiten durch etwas weiteren Nabel und geringere Wb. Nach ZEISS (1968, 119 f.) sind ähnliche Formen schon im höheren Untertithon vorhanden.

Betrachtet man die zeitliche Abfolge der schwach skulptierten *Aspidoceras*-Arten, so läßt sich eine Reihe zusammenstellen, in der vom älteren zum jüngeren die Nw ab- und die Wb zunimmt (Abb. 2). Als Ausgangsform können schwach skulptierte *A. microplum* (OPPEL) aus Oxford/Kimmeridge betrachtet werden:

*A. microplum* (Oxford/Kimmeridge) — *A. episoides/episum* (Kimmeridge/Untertithon) — Gruppe um *A. cyclotum ellenbrunnense* (Untertithon) — *A. neoburgense/cyclotum* (Untertithon/Mitteltithon).

### *Aspidoceras longispinum* (SOWERBY)

Taf. 3, Fig. 3—8; Taf. 4; Abb. 3,4

v * 1825 *Ammonites longispinus* — SOWERBY: 164, Taf. 501, Fig. 2.
v ? 1863 *Ammonites hoplisus* OPP. — OPPEL: 259, Taf. 73, Fig. 4—5.
1915/16 *Aspidoceras hoplisum* OPP. — SCHNEID: 130, Taf. 6, Fig. 4.
v 1958 *Aspidoceras longispinum longispinum* (SOWERBY) — BUCK: 66, Taf. 4, Fig. 10.
v 1973 *Aspidoceras* cf. *longispinum bispinosum* (ZIETEN) — SCHAIRER & YAMANI: 25, Taf. 2, Fig. 1.

1973 *Aspidoceras longispinum* Sow. — Contini & Hantzpergue: 160, Taf. 1, Fig. f; Taf. 4, Fig. 3.

v non 1879 *Aspidoceras longispinum,* Sowerby — Fontannes: 87, Taf. 12, Fig. 4.

v non 1881 *Ammonites (Aspidoceras)* cfr. *longispinus* Sow. — Schlosser: 62 (18), Taf. 9 (2), Fig. 2.

Auf Vollständigkeit der Synonymie-Liste wurde verzichtet, da dies eine Monographie der bispinosen *Aspidoceras*-Arten voraussetzen würde. Das war im Rahmen dieser Arbeit nicht vorgesehen. Eine ausgedehnte Synonymie-Liste findet sich in Buck (1958, 66 f.).

Material: 31 Exemplare, davon 11 Windungsbruchstücke (1957 II 118, 407—431; 1971 I 207 (Abguß); 4 Slg. L. Fruth, München). Zum Vergleich wurden herangezogen: 3 Stücke von Saal b. Kelheim (1972 IV 1—3); je ein Stück von Kapfelberg (1968 XX 44) und Großmehring (1971 XX 1); Original zu Buck (1958, Taf. 4, Fig. 10, Slg. Tübingen); 1 Exemplar von Faro, Algarve, Südportugal (TU Berlin).

| Maße: | Dm | Nw | Nw% | Wh | Wh% | Wb | Wb% | AK | IK |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1957 II 407 | 57 | | | 22 | 39 | 29 | 50 | | |
| | 23 | 7 | 30 | 9 | 39 | 16 | 70 | 4 | 5 |
| 1957 II 408 | 32 | 10 | 31 | 13 | 41 | | | 6 | 6 |
| 1957 II 409 | 46 | 13 | 28 | 19 | 41 | 26 | 57 | 4 | |
| | 37 | 10 | 27 | 16 | 43 | 22 | 60 | 6 | |
| 1957 II 410 | 67 | 24 | 36 | 27 | 40 | 35 | 52 | 7 | 7 |
| 1957 II 411 | 110 | 35 | 32 | 42 | 38 | 54 | 49 | 8 | 6 |
| | 92 | 29 | 32 | 38 | 41 | 48 | 52 | 10 | 8 |
| 1957 II 412 | 38 | 11 | 29 | 17 | 45 | 24 | 63 | 5 | 5 |
| | 27 | 8 | 30 | 12 | 44 | 18 | 67 | 4 | 5 |
| 1957 II 413 | 35 | 10 | 29 | 15 | 43 | 20 | 57 | 6 | 6 |
| | 7 | | | | | | | 6 | |
| 1957 II 414 | 40 | 11 | 27 | 17 | 43 | 23 | 57 | | |
| | 30 | 8 | 27 | 11 | 40 | 21 | 70 | | |
| 1957 II 415 | 37 | 11 | 30 | 16 | 43 | 21 | 57 | 6 | 6 |
| 1957 II 418 | 50 | 13 | 26 | 26 | 52 | 27 | 54 | 4 | 6 |
| | 30 | 8 | 27 | 11 | 40 | 21 | 70 | | |
| 1957 II 420 | 30 | 8 | 27 | 14 | 47 | 18 | 60 | | |
| | 18 | 5 | 28 | 8 | 44 | 11 | 61 | | |
| 1957 II 423 | 60 | 20 | 33 | 23 | 38 | 28 | 47 | 6 | 5 |
| | 47 | 15 | 32 | 18 | 38 | 24 | 51 | 6 | 5 |
| 1957 II 424 | 46 | | | 20 | 43 | 27 | 59 | 4 | 5 |
| | 20 | | | | | | | 5 | |
| | 10 | | | | | | | 5 | |
| 1957 II 425 | 110 | 35 | 32 | 40 | 36 | 55 | 50 | 6 | 7 |
| 1957 II 426 | 26 | 7 | 27 | 11 | 42 | | | | |
| | 21 | 5 | 24 | 10 | 48 | 14 | 67 | 4 | |
| Slg. Fruth 5 | 37 | 10 | 27 | 16 | 43 | 21 | 57 | | |
| | 27 | 7 | 26 | 13 | 48 | | | | |
| 1971 I 207 | 65 | 20 | 31 | 27 | 42 | 37 | 57 | 6 | 6 |
| | 46 | 14 | 31 | 19 | 41 | 30 | 65 | 7 | 6 |
| 1957 II 427 | 53 | 15 | 28 | 21 | 40 | 33 | 62 | 6 | 6 |
| 1957 II 428 | 52 | | | | | 32 | 60 | | |
| 1957 II 430 | 50 | 14 | 28 | 23 | 46 | 31 | 62 | 4 | 4 |
| | 30 | | | | | | | 4 | |
| | 20 | | | | | | | 5 | |
| | 12 | | | | | | | 5 | |

| Maße: | Dm | Nw | Nw% | Wh | Wh% | Wb | Wb% | AK | IK |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1957 II 431 | 58 | 18 | 31 | 22 | 38 | 34 | 59 | 5 | 6 |
| Slg. Fruth 1 | 73 | 22 | 30 | 31 | 42 | 45 | 62 | 5 | 5 |
| | 56 | 15 | 27 | 23 | 41 | 34 | 61 | 5 | 5 |
| | 40 | | | | | | | 5 | 4 |
| Slg. Fruth 2 | 62 | 18 | 29 | 26 | 42 | 35 | 56 | 7 | 7 |
| | 54 | 16 | 30 | 23 | 43 | 33 | 61 | 7 | 7 |
| | 40 | | | | | | | 5 | 4 |
| Slg. Fruth 4 | 70 | 22 | 31 | 28 | 40 | 38 | 54 | 5 | 6 |
| | 52 | 15 | 29 | 21 | 40 | 31 | 60 | 5 | 5 |
| *polysarcum* | | | | | | | | | |
| Holotypus | 70 | 20 | 29 | 32 | 46 | 41 | 59 | | 4 |
| Fontannes | | | | | | | | | |
| 1879, Taf. 12, Fig. 4 | 30 | 9 | 30 | 12 | 40 | 16 | 53 | 7 | 7 |
| | 20 | | | | | | | 7 | |
| Quenstedt | | | | | | | | | |
| Taf. 125, Fig. 10 | 70 | 19 | 27 | 35 | 48 | 33 | 46 | 3 | 7 |
| | 50 | | | | | | | | 7 |
| | 33 | | | | | | | 4 | 5 |
| Quenstedt | | | | | | | | | |
| Taf. 125, Fig. 11 | 34 | 10 | 28 | 15 | 43 | 18 | 53 | 6 | 5 |
| | 23 | 7 | 30 | 11 | 46 | 14 | 60 | 6 | 5 |
| Buck 1958 | | | | | | | | | |
| Taf. 4, Fig. 10 | 150 | 48 | 32 | 60 | 40 | 60 | 40 | 5 | 8 |
| | 119 | 36 | 30 | 49 | 41 | 53 | 44 | 8 | 8 |
| | 100 | | | | | | | 6 | 7 |
| | 80 | | | | | | | 6 | 7 |

Beschreibung: Die Exemplare von Laisacker sind nicht verdrückt, im allgemeinen aber unvollständig erhalten. Sie sind im Durchschnitt klein (bis 70 mm Dm), bei zumindest teilweise erhaltener Wohnkammer. Einige Stücke zeigen (1957 II 411, 118, 425), daß deutlich größere Individuen vorhanden waren.

Die Wohnkammer beginnt bei Dm 25—80 mm, wobei ein Maximum bei 30—40 mm Dm zu beobachten ist. Die Wohnkammerlänge beträgt über 1/2 Umgang. Der Nabel ist mäßig weit, die Nabelwand steil, leicht gegen innen geneigt, flach oder wenig konvex. Der Nabelrand ist gerundet, aber deutlich ausgeprägt durch einen raschen Übergang Nabelwand-Flanke. Die Flanken sind zwischen den Knotenreihen flach bis schwach konvex und gehen außerhalb der äußeren allmählich in die gewölbte Externseite über.

Der Windungsquerschnitt (Abb. 3 a—c, e—j) ist breiter als hoch, gerundet, rechteckig bis nierenförmig, bei großen Stücken gerundet trapezförmig (1972 IV 2, Abb. 3 f). Die größte Wb liegt im Bereich der äußeren Knotenreihe bei ca. 2/5 Wh, bei größeren Stücken gegen die IK-Reihe verschoben (1972 IV 2). Anhand der Wb lassen sich eine schlankere (1957 II 407—415, 418, 420, 423—426, Fruth 5) und eine breitere (1971 I 207, 1957 II 427—428, 430—431, Fruth 1, 2, 4) Form vor allem im Bereich zwischen 40—80 mm Dm unterscheiden (Abb. 4 A). Über und unter diesen Dm scheinen die Unterschiede zu verschwimmen. Mit anderen Merkmalen ist eine Trennung beider Gruppen nicht möglich (Abb. 4 B—E).

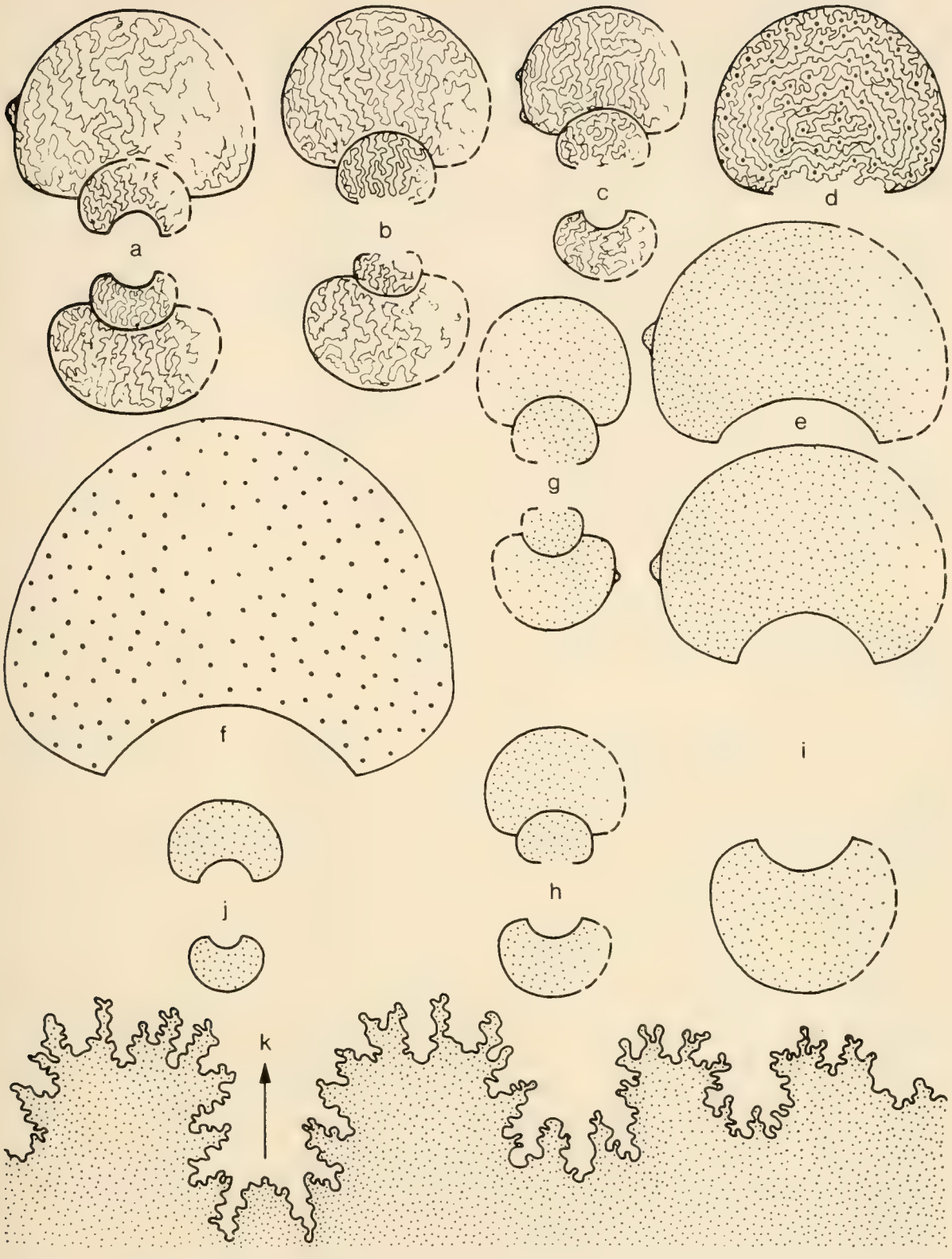



Abb. 3: Windungsquerschnitte und Lobenlinie. a—c: *A. longispinum,* breite Form. a: Slg. L. Fruth 1, Dm 72 mm; b: Slg. L. Fruth 4, Dm 70 mm; c: 1957 II 430, Dm 50 mm. d: Holotypus zu *A. polysarcum,* Wh 34 mm. e, g—k: *A. longispinum,* schlanke Form. e: 1957 II 425, Wh 40 mm; g: 1957 II 423, Dm 60 mm; h: 1957 II 418, Dm 49 mm; i: 1957 II 411, Dm 99 mm; j: 1957 II 413, Dm 35 mm; k: 1957 II 409, Dm 30 mm. f: Exemplar von Saal b. Kelheim, 1972 IV 2, Wh 65 mm.

Die Skulptur besteht aus zwei Reihen von Knoten oder Dornen/Stacheln, an die sich Rippen anschließen können. Die Knoten stellen die Basen von Dornen dar, die vom Gehäuse durch einen Querboden getrennt waren. Die Knoten sind mehr oder weniger radial verlängert, gelegentlich rundlich. Sie sind unterschiedlich hoch und verblassen manchmal.

Das auf Taf. 3, Fig. 3 abgebildete Exemplar von *A.* cf. *longispinum* aus dem Kimmeridge von Faro (Portugal) vermittelt einen Eindruck der Bestachelung, wie sie auch für *A. longispinum* erwartet werden muß. Die Externstacheln sind erheblich länger und schräg lateral-extern gerichtet, die internen sind wesentlich kürzer und lateral gestellt. Der Größenunterschied der Stacheln zeigt sich auch bei Torkelmarken von *Aspidoceras*-Schalen in den Solnhofener Plattenkalken (vergl. SEILACHER 1963, Abb. 4, 5). Diese Marken sind wohl auf *A. longispinum* zurückzuführen.

Die innersten Windungen erscheinen glatt (Taf. 3, Fig. 5). Bei 3—4 mm Dm können die ersten AK auftreten. Der Dm des Einsetzens der Knoten schwankt. Die AK sitzen etwas innerhalb der Flankenmitte. Ihre Zahl variiert zwischen 4 und 10 auf 1/2 Umgang, wobei die meisten Exemplare zwischen 5 und 7 besitzen. Die Zahl der AK bei einem Individuum bei verschiedenem Dm schwankt um 0—3, die häufigste Abweichung beträgt 1.

Die am Nabelrand sitzenden IK setzen bei 15—20 mm Dm ein (Taf. 3, Fig. 7), gelegentlich schon früher. Ihre Zahl schwankt zwischen 4 und 8, wobei 5—6 am häufigsten sind. Die IK sind im allgemeinen schwächer als die AK. Die Zahl der IK kann gleich der AK sein, aber auch mehr oder weniger.

Die Anordnung der IK-AK ist meist nicht radial, sondern die AK sind gegen die IK etwas nach rückwärts versetzt. Manchmal ist die Anordnung der Knoten unregelmäßig, in den Knotenreihen fällt dann ein Knoten aus oder es kommt einer hinzu. Der absolute Wert des Abstandes der IK-AK nimmt im Lauf der Ontogenie langsam zu, was für die auf den Dm bezogenen relativen Werte anscheinend auch zutrifft. Für letztere wurden folgende Werte bestimmt: Dm 60 mm: 15—18 %; Dm 35 mm: 14—19 %.

Rippen sind nur untergeordnet vorhanden. Zwischen IK und AK besteht keine Rippenverbindung. Gelegentlich wird eine derartige Verbindung vorgetäuscht durch mehr oder weniger radiale Verlängerung der Knoten. Bei guter Erhaltung kann man sehen, daß diese Verlängerungen der IK und AK sich nicht treffen, sondern aneinander vorbeilaufen. Bei einigen Stücken sind die IK gegen den Nabel hin rippenartig verlängert. Diese Rippchen ziehen von den IK schräg nach vorn auf die Nabelwand. Von den AK können eine oder mehrere Rippen ausgehen. Vereinzelt sind auch zwischen den AK Rippen vorhanden, die z. T. an den IK ansetzen. Die Rippen verlaufen radial, verbreiten sich gegen die Externseite und überqueren diese (Taf. 4, Fig. 6).

An einigen Stücken setzen die Knoten für eine kurze Strecke aus. Es sind dann schwache Rippchen oder Wülste vorhanden (Taf. 3, Fig. 4). Die Dornen der äußeren Reihe können in der Nabelwand der nächst äußeren Windung Eindrücke hinterlassen. Im Bereich der AK-Reihe kann eine Spiralfurche entwickelt sein. Sie ist sowohl auf dem Phragmokon als auch auf der Wohnkammer zwischen den AK deutlich zu erkennen (Taf. 3, Fig. 8).

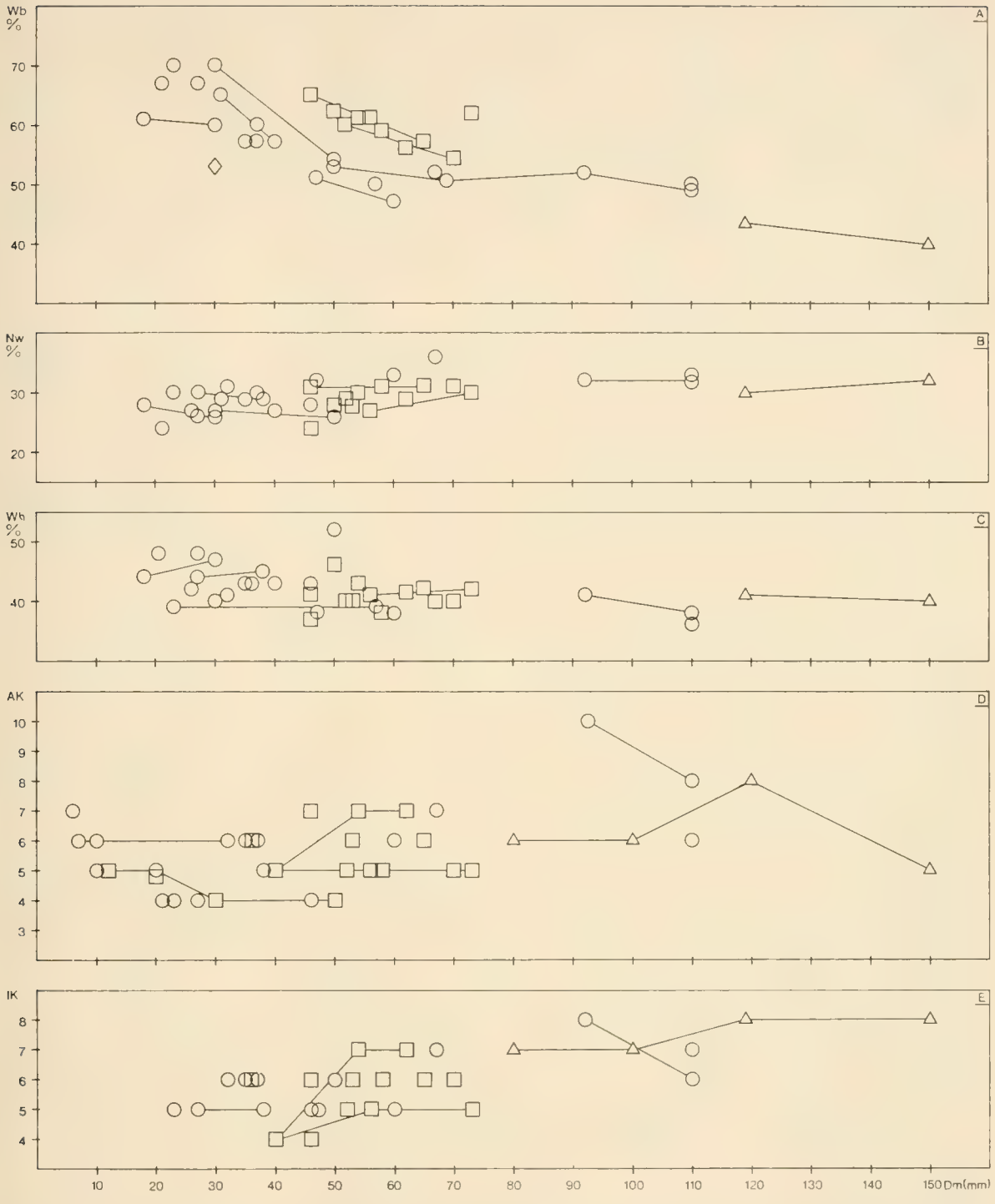



Abb. 4: *Aspidoceras longispinum.* Diagramme der Merkmalswerte. A: Windungsbreite (Wb), B: Nabelweite (Nw), C: Windungshöhe (Wh), D: Außenknoten (AK), E: Innenknoten (IK), in Abhängigkeit vom Durchmesser (Dm). ○ schlanke Form; □ breite Form; △ Original zu Buck (1958, Taf. 4, Fig. 10); ◇ Original zu Fontannes (1879, Taf. 12, Fig. 4).

Bemerkungen. Es gibt zahlreiche Arten von *Aspidoceras*, die zwei Reihen von Knoten bzw. Dornen besitzen. Sie werden nach Querschnitt und Windungsbreite, Wölbung der Flanke, Nabelweite, Lobenlinie, Zahl der Dornen oder Knoten, Abstand der Knotenreihen, Lage der Knotenreihen auf der Flanke, Aussetzen einer Knotenreihe, Berippung unterschieden.

Sehr ähnlich *A. longispinum* sind *A. bispinosum* (Zieten) und *A. iphicerum* (Oppel). Bei *A. bispinosum* handelt es sich nach der Originalabbildung (Zieten 1830, Taf. 16, Fig. 4) um eine mäßig weit genabelte, sehr schlanke Art. Salfeld (1919, 25) gibt als bezeichnend eine Wb von unter 40 % des Dm an. Buck (1958, 70) stellt sie als Unterart zu *A. longispinum*.

*A. iphicerum* ist eine mäßig weitnabelige Form, die in der Wb zwischen *A. longispinum* und *A. bispinosum* liegt (nach Salfeld 1919, 25 liegt Wb zwischen 42 und 49 % des Dm). Der Holotypus ist durch eine hohe, steile Nabelwand gekennzeichnet. Die Selbständigkeit der Art ist umstritten (Buck 1958, 68), was wohl nicht zuletzt damit zusammenhängt, daß bei schlechter Erhaltung die Wb und die Form des Querschnitts oft nicht zu erkennen sind. Nach Oppel (1863, 219) und Wegele (1929, 178 [62]) kommt die Art im unteren Kimmeridge (Weißer Jura Gamma 2) vor.

Die gleiche stratigraphische Verbreitung wie *A. iphicerum* weist *A. binodum* (Oppel) auf, das einen sehr breiten Windungsquerschnitt und eine hohe Nabelwand besitzt. Es soll sich von *A. longispinum* noch unterscheiden durch die näher beieinanderliegenden Knotenreihen (Buck 1958, 51) und die stärker zerschlitzte Lobenlinie (Wegele 1929, 89; Buck 1958, 51).

*A. polysarcum* Fontannes (1897, Taf. 12, Fig. 10) weist eine kräftige, z. T. unregelmäßige Beknotung auf. Eine derbe Beknotung findet sich auch bei einigen Laisacker-Stücken (Taf. 4, Fig. 3).

*A. subbinodiferum* Canavari, Form A (Contini & Hantzpergue 1975, 15, Taf. 2, Fig. c, d; Taf. 5, Fig. 2—3) soll sich durch einen mehr viereckigen Querschnitt und flachen Bereich zwischen den Knotenreihen von *A. longispinum* unterscheiden. Dazu weist es eine weniger mediane Lage der AK-Reihe und deutliche Rippen zwischen den Knoten auf.

*A. hoplisum* (Oppel 1863, 259, Taf. 73, Fig. 4—5) läßt sich keiner der bispinosen Arten mit Sicherheit zuordnen, da es sich bei den Originalen von Oppel um (in Schräglage) völlig flachgedrückte Stücke aus den Solnhofener Plattenkalken handelt. Vermutlich gehört es aber zu *A. longispinum*.

*A. longispinum* in Fontannes (1879, Taf. 12, Fig. 4) ist schlanker als vergleichbare Stücke von Laisacker. Nach der Wb könnte es zu *A. bispinosum* gehören (Abb. 4 A).

Die von Quenstedt (1887/1888, Taf. 125, Fig. 10, 11) abgebildeten Stücke sind schlank und sind zu *A. bispinosum* zu stellen. *A.* cfr. *longispinus* in Schlosser (1881, 62, Taf. 9, Fig. 2) abgebildet und beschrieben gehört zu *A. hermanni* Berckhemer. Auf der Externseite ist eine schwache mediane Furche zu erkennen.

## Überblick

Die Stratigraphie der Korallenkalke von Laisacker wurde in vorausgehenden Arbeiten wiederholt behandelt (Barthel 1959, Barthel & Schairer 1977). Daher können die *Aspidoceras*-Funde eindeutig ins untere Untertithon gestellt werden.

*A. longispinum* beginnt in der südlichen Frankenalb mit typischen Formen im Oberen Kimmeridge (Weißer Jura Epsilon; Saal b. Kelheim). Ein Höhepunkt der Häufigkeit scheint mit dem untersten Tithon erreicht zu sein. Danach verlor die Art schnell an Bedeutung. Eigentümlich ist die relative Häufigkeit von *A. longispinum* im Riff-Bereich: sehr zahlreich in Laisacker, in Saal der meistgefundene Ammonit. Auch in den Solnhofener Plattenkalken sind Exemplare, die als *A. hoplisum* bezeichnet werden, nicht selten. Lediglich ihre Verdrückung hindert die Identifikation mit *A. longispinum*.

*A. episoides* und *A. episum* existierten zur Zeit der Kimmeridge/Tithon-Wende offenbar nur in kleinen Populationen, wie aus der geringen Fundhäufigkeit zu schließen ist. Für Franken ist *A. episoides* bisher ein Unikum. Erst die Nachkommen dieser Gruppe erreichten ab Mitteltithon einige Bedeutung.

## Schriftenverzeichnis


Bantz, H.-U. (1970): Der Fossilinhalt des Treuchtlinger Marmors (Mittleres Unter-Kimmeridge der Südlichen Frankenalb). — Erlanger geol. Abh., **82**: 86 S., 6 Taf., 6 Abb., Erlangen.

Barthel, K. W. (1959): Die Cephalopoden des Korallenkalks aus dem oberen Malm von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau. I. *Gravesia, Sutneria, Hybonoticeras.* — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **108**: 47—74, Taf. 5—6, 7 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

Barthel, K. W. & Schairer, G. (1977): Die Cephalopoden des Korallenkalks aus dem Oberen Jura von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau. II. *Glochiceras, Taramelliceras, Neochetoceras* (Ammonoidea). — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **17**: 103—113, Taf. 9—10, 2 Abb.; München.

Berckhemer, F. & Hölder, H. (1959): Ammoniten aus dem oberen Weißen Jura Süddeutschlands. — Beih. geol. Jb., **35**: 3—135, Taf. 1—27, 89 Abb.; Hannover.

Buck, W. (1958): Die Gattung *Aspidoceras* im europäischen, insbesondere im süddeutschen Malm. — Diss. (Manuskript), 142 S., 8 Taf., 4 Text-Taf., 27 Abb., 18 Tab., 3 Diagramme; Tübingen.

Contini, D. & Hantzpergue, P. (1973): Le Kimmeridge de la région de Montbéliard. — Ann. sci. Univ. Besançon, 3. Sér., Géol., **18**: 143—179, 7 Taf., 11 Abb.; Besançon.

Contini, D. & Hantzpergue, P. (1975): Le Kimmeridgien de Haute-Saône. — Ann. sci. Univ. Besançon, 3. Sér., Géol., **23**: 5—37, Taf. 1—7, 1 Abb.; Besançon.

Fontannes, F. (1879): Description des Ammonites des calcaires du Château de Crussol — Ardèche (Zones à *Oppelia tenuilobata* et *Waagenia Beckeri*). — XI + 123 S., 13 Taf.; Lyon (Georg), Paris (Savy).

Neumayr, M. (1873): Die Fauna der Schichten mit *Aspidoceras acanthicum.* — Abh. K. K. geol. Reichsanstalt, **5**: 141—259, Taf. 31—43; Wien.

Oppel, A. (1863): Über jurassische Cephalopoden. — Palaeont. Mitt. Mus. kgl. bayer. Staates, **3**: 163—266, Taf. 51—74; Stuttgart.

Quenstedt, F. A. (1887/1888): Die Ammoniten des Schwäbischen Jura. III. Der Weiße Jura. Text + Atlas. — 817—1140, Taf. 91—126; Stuttgart (Schweizerbart).

Salfeld, H. (1919): Über einige Aspidoceraten aus dem nordwestdeutschen, nordfranzösischen und englischen Oberoxford und Kimmeridge mit Bemerkungen über die Familie der Aspidoceratinae Zittel. — Jber. niedersächs. geol. Ver. Hannover, 21—31; Hannover.

Schairer, G. & Yamani, S.-A. (1973): Ammoniten aus dem Dolomit von Großmehring bei Ingolstadt (Untertithon, Südliche Frankenalb, Bayern). — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **13**: 19—29, Taf. 2, 2 Abb.; München.

Schlosser, M. (1881): Beiträge zur Kenntnis der Fauna des Kelheimer *Diceras*-Kalkes. — Palaeontographica, **28** (2): 41—110, Taf. 8—13; Cassel.

Schneid, Th. (1915/1916): Die Geologie der fränkischen Alb zwischen Eichstätt und Neuburg a. D. I. Stratigraphischer Teil. — Geogn. Jh., **27**: 1914, 59—172, Taf. 1—9; München.

Seilacher, A. (1963): Umlagerung und Rolltransport von Cephalopoden-Gehäusen. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1963** (11): 593—615, 9 Abb.; Stuttgart.

Sowerby, J. (1825): The mineral conchology of Great Britain; or coloured figures and descriptions of those remains of testaceous animals or shells, which have been preserved at various times and dephts in the earth. — **5**: 1—168, Taf. 408—503; London (Taylor).

Wegele, L. (1929): Stratigraphische und faunistische Untersuchungen im Oberoxford und Unterkimmeridge Mittelfrankens. — Palaeontographica, **71**: 117—210, Taf. 25—28, 1 Tab.; Palaeontographica, **72**: 1—94, Taf. 1—11; Stuttgart.

Zeiss, A. (1968): Untersuchungen zur Paläontologie der Cephalopoden des Unter-Tithon der Südlichen Frankenalb. — Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abh., N. F., **132**: 190 S., 27 Taf., 17 Abb., 6 Tab.; München.

Zieten, C. H. v. (1830): Die Versteinerungen Württembergs, oder naturgetreue Abbildungen der in den vollständigsten Sammlungen, namentlich der in dem Kabinet des Oberamts-Arzt Dr. Hartmann befindlichen Petrefacten, mit Angabe der Gebirgs-Formationen, in welchen dieselben vorkommen und der Fundorte. — 102 S., 72 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).

## Tafelerläuterungen

### Tafel 3

Fig. 1—2: *Aspidoceras episoides* Fontannes.
- 1: Laisacker. Slg. L. Fruth, München. × 1.
- 2: Unteres Tithon, Chambéry, Savoien, 1966 I 201. × 1.

Fig. 3: *Aspidoceras* cf. *longispinum* (Sowerby), Kimmeridge, Faro, Portugal. TU Berlin. × 1.

Fig. 4—8: *Aspidoceras longispinum* (Sowerby), schlanke Form. Laisacker.
- 4: Exemplar mit unregelmäßiger, schwacher Beknotung. 1957 II 409. × 1.
- 5—7: Exemplar, das die inneren Windungen zeigt. 1957 II 412.
- 5—6: Innerste, glatte Windungen. Seitenansicht (5), Querschnitt (6). × 15.
- 7: Innere Windungen nur mit Außenknotenreihe, auf äußere Windung Beginn der Internknotenreihe. Plastikausguß. × 1,5.
- 8: Exemplar mit Spiralfurche und feiner Beknotung. 1957 II 413. × 1.

Phot.F. Höck (1,2, 4—8); B. Kleeberg (3)

### Tafel 4

Fig. 1—6: *Aspidoceras longispinum* (Sowerby).
- 1: Mittelgroßes Exemplar mit kräftiger Beknotung. Schlanke Form. Laisacker. 1957 II 411. × 0,8.
- 2: Wohnkammer eines großen Exemplares mit kräftigen, erhöhten Knoten. Saal b. Kelheim. 1972 IV 2. × 0,5.

Fig. 3—6: Breite Form. Laisacker.
- 3: Grob, etwas unregelmäßig beknotetes Exemplar. Ähnlichkeit besteht mit *A. polysarcum*. 1957 II 430. × 1.
- 4: Exemplar mit mäßig grober Beknotung. 1957 II 427. × 1.
- 5—6: Exemplar mit ziemlich feiner Beknotung und deutlicher Berippung (6). Slg. L. Fruth. × 1.

Phot.F. Höck

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 19 | 27—92 | München, 15. 12. 1979

Fossil-Vergesellschaftungen, Nr. 80[1])

# The age and depositional environment of the "Gosau"-Group (Coniacian-Santonian), Brandenberg/Tirol, Austria

By Dietrich Herm, Erle G. Kauffman, and Jost Wiedmann*)

With 11 text-figures, 1 table and plates 5—11

## Abstract

The "Gosau" Cretaceous of the Brandenberg area, Tirol, records marine transgression onto the tectonic block of the Northern Calcareous Alps. Previous workers have suggested two separate transgressive events because of distinct northern (shallow water) and southern (mainly offshore pelagic) facies, and lack of a biostratigraphic basis for correlation between them. Early ammonite — planktonic foraminifer dates suggested that the southern transgression was of Lower Santonian age. The northern facies was considered to represent a second (younger) transgressive event of later Santonian — Campanian age, based on rudists. The discovery of Coniacian ammonites and inoceramid bivalves associated with rudists in the northern facies at Zöttbachgraben and Atzlgraben, and detailed work on the Foraminifera and physical stratigraphy from all facies, demonstrate that transgression in both areas began and peaked in Lower to Middle Coniacian time. Regression followed shortly afterward to the north, producing complex regressive facies of Upper Coniacian — Lower Santonian age. The southern facies, however, represents continued pelagic sedimentation in deepening marine environments as basin subsidence outstripped episodic eustatic fall during later Coniacian through Campanian time. Description of the ammonite — Inoceramidae assemblage from the northern Gosau facies includes four new taxa:

*Yubariceras gosavicum* Wiedmann n. sp., *Hemitissotia alpina* Wiedmann n. sp., *Mytiloides lusatiae brandenbergensis* Kauffman n. ssp., *Mytiloides striatocentricus trögeri* Kauffman n. ssp.

## Kurzfassung

Faziesanalysen anhand der Faunenabfolgen weisen die nördlichen Oberkreidevorkommen im Becken von Brandenberg (Weißachbach, Zöttbach, Atzl) als eine Transgressionsfolge aus, die über eine Sedimentation im küstennahen Bereich (Verzahnung von klastischen Schüttungen mit Biolithiten) wieder zu einer Regression führte.

[1]) Nr. 79: Brunnacker, K. et al.: Kölner Jb. Vor- u. Frühgeschichte, 14/15 (in press).

*) Prof. Dr. D. Herm, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität München, Richard-Wagner-Str. 10, D-8000 München 2; Prof. Dr. J. Wiedmann, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Tübingen, Sigwartstr. 10, D-7400 Tübingen; Prof. Dr. E. G. Kauffman, National Museum of Natural History, Smithsonian Institution, Washington, D. C. 20560, USA.

Neue Ammoniten- und Inoceramenfunde gestatten eine Einstufung dieser Flachwasser-Entwicklung in das Unter- bis Mittelconiacium; sie ist damit als zeitgleich zu den basalen Teilen der südlichen Ausbildung anzusehen. Die südliche Faziesfolge (Brandenberger Ache, Mösl, Mühlbach) zeigt im Gegensatz dazu nach der Transgression eine weitere, rasche Vertiefung mit mergeliger Beckensedimentation, die das Santonium hindurch andauerte. Sedimentmaterial aus dem Flachwasserbereich gelangte im Untersantonium in eine Turbiditfazies des tieferen Beckens.

Fauna: Die Ammoniten und Inoceramen zeigen in ihrer typischen mediterranen Zusammensetzung afrikanische und pazifische biogeographische Einflüsse.

Neu beschrieben werden: *Yubariceras gosavicum* WIEDMANN n. sp., *Hemitissotia alpina* WIEDMANN n. sp., *Mytiloides lusatiae brandenbergensis* KAUFFMAN n. ssp., *Mytiloides striatocentricus trögeri* KAUFFMAN, n. ssp.

## Table of contents

Introduction . . . . . 28
1. Geological setting and environmental evolution . . . . . 31
1.1 The Northern Facies . . . . . 31
1.1.1. Weißachbach — Zöttbachalm . . . . . 31
1.1.2. Atzlgraben . . . . . 35
1.2. The Southern Facies . . . . . 38
1.2.1. Brandenberger Ache — Mühlbach . . . . . 38
2. Systematic Paleontology . . . . . 41
2.1. Ammonites (J. WIEDMANN) . . . . . 41
2.1.1. The ammonites of Northern facies at Zöttbachgraben . . . . . 41
2.1.2. Selected ammonites from the "Lower Gosau" of Mühlbach . . . . . 48
2.2 Bivales (E. G. KAUFFMAN) . . . . . 49
2.2.1. Coniacian Inoceramid Bivalves . . . . . 49
2.2.1.1. Inoceramids of the Northern facies at Zöttbachgraben . . . . . 51
2.2.1.2. Inoceramids of the Northern facies at Atzlgraben . . . . . 68
2.2.2. Gryphaeids and Radiolitids . . . . . 72
3. Stratigraphic discussion . . . . . 76
References . . . . . 83

## Introduction

The Upper Cretaceous "Gosau" deposits represent a synorogenic megacycle with marine transgression onto the tectonic block of the Northern Calcareous Alps after a major disconformity in the Upper Turonian (= "Praegosavian Phase", "Mediterranean Phase" sensu TOLLMANN 1965).

The "Gosau" sea covered large parts of the Northern Calcareous Alps as is evidenced by lithologically and faunistically strongly differentiated facies-types. These are due to transgressive and regressive events which differed in time, intensity and regional extend.

The northernmost tectonic units of the Northern Calcareous Alps (e.g. "Allgäu"nappe) were not reached by the "Gosau" sea, because they were tectonically covered (HERM 1979, in press).

The "Gosau" deposits of the Brandenberg area, and small outcrops of Hohen Licht in the upper Lech-valley (Tirol) collectivly document the northwestern extension of this new post-Turonian transgression.

The Brandenberg "Gosau" sequence rests on strongly folded Triassic-Jurassic rocks of the "Lechtal"-nappe, representing a tectonic unit formerly situated relatively further to the north. In contrast, the nearby occurrences of the "Gosau" beds at Eiberg, Kössen and even Mutterkopf rest on the "Tyrolian unit", e.g. the "Inntal"-nappe, of southern paleogeographic origin.

In the Brandenberg area, this transgression cuts pregosavian tectonic features such as "Guffert-Pendling-anticline" and the "Brandenberg syncline" (TOLLMANN 1970, p. 111). Contemporaneity of this transgression in the whole Brandenberg area cannot be demonstrated, and some diachronism is implied by the age of fossils overlying the transgressive disconformity. The facies developed during this transgression are distinct in southern and northern exposures. To the south (Brandenberg, Aschau, Mühlbach) (Fig. 1) sediments which overly the transgression reflect offshore, deep water marine environments of a rapidly subsiding basin. To the north (Weißachbach, Zöttbachalm) and east (Oberberg, Krumbach, Atzl-

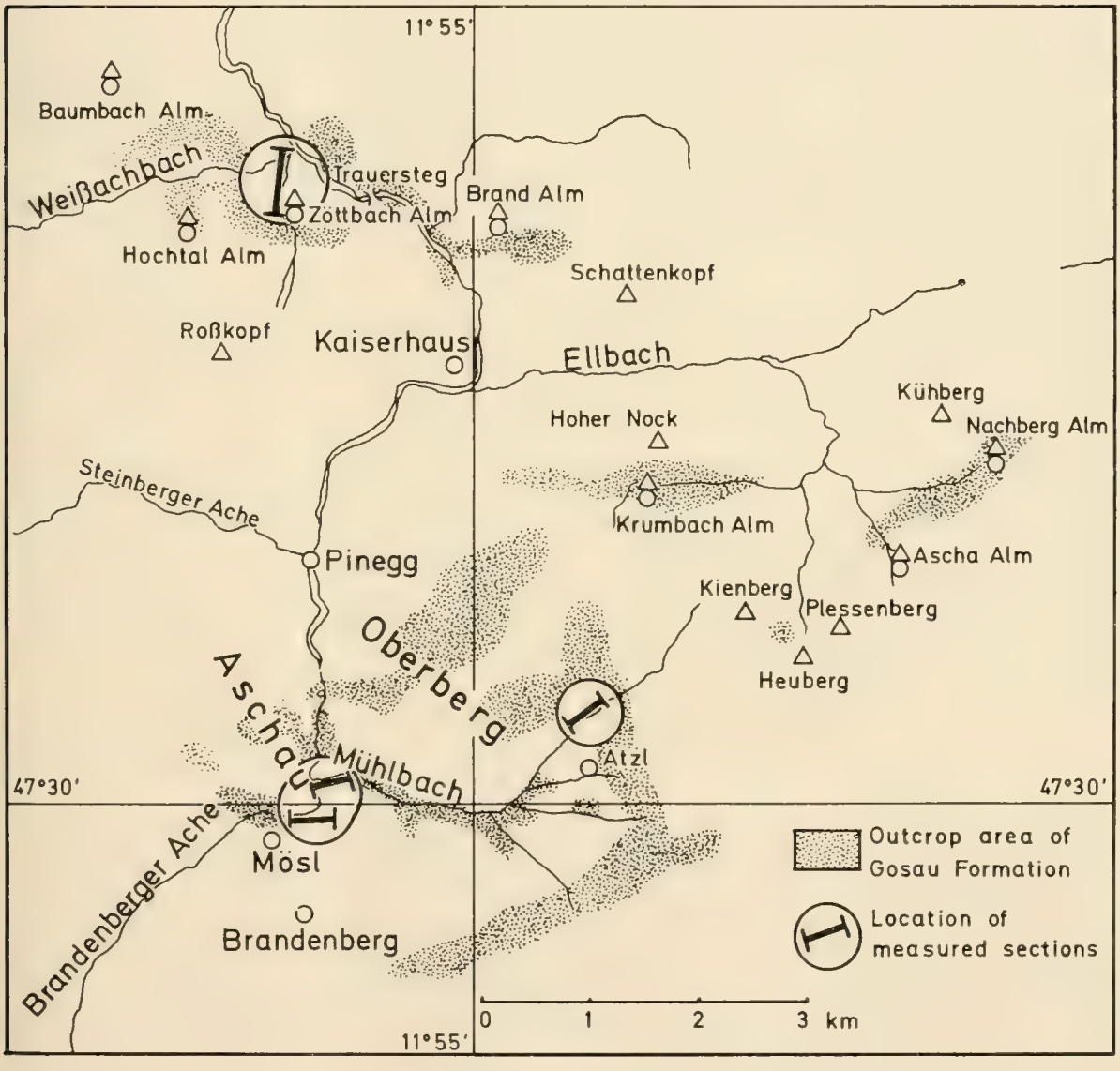



Fig. 1: Map showing outcrops of "Gosau" beds and location of studied sections (circled) in the Brandenberg area.

graben, Nachbergalm), however, nearshore, shallow water environments persisted for some time after transgression and these facies are in turn overlain by cyclic regressive deposits (Ampferer 1921; Schulz 1952; Schenk 1972; Herm 1977). Both, shallow and deep water "Gosau" facies were subsequently moved close together by postgosavian crystal shortening, partly along older tectonis lineaments (e.g. northly verging faults and imbrications at the northern and southern flanks of "Guffert-Kegelhörndl anticline": Fuchs 1944; Tollmann 1970, pl. 2; and "Brandenberg syncline": Schulz 1952, p. 92).

Ammonites, inoceramid bivalves and planktonic foraminifera (Katschthaler 1935; Fischer 1964; Herm 1962; Oberhauser 1963) have been previously used to date and zone the offshore pelagic facies to the south as Upper Coniacian/Lower Santonian (lower part of *Globotruncana concavata* zone).

In contrast, the northern nearshore deposits of this transgression have not previously yielded any guidefossils to allow precise dating and correlation with pelagic deposits (comp. Schulz 1952; Oberhauser 1963). Schlosser (1909) interpreted the different northern and southern lithofacies and faunas as being caused by differences in depositional environments rather than by age differences. However, Brinkmann's (1934) regional correlation of facies differences in the "Gosau" of the Eastern Alps with temporally distinct phases of sedimentation has been subsequently accepted. In the Brandenberg area Richter (1937, p. 68) postulated a "Lower Gosau" transgressive sequence at Mühlbach and Brandenberg, and a younger "Middle Gosau" shore-facies with regressive sequences at Atzlgraben and Krumbach which were deposited after a second transgression. This argument was seemingly strenthened by the rudist stratigraphy of Kühn (1947, p. 186), though he presented little evidence. The nearshore facies of the Brandenberg area was dated as Upper Santonian using rudists, but without clear explanation (Kühn l.c.). Subsequently, this opinion has not been questioned (Schulz 1952; Herm 1962, 1974, 1977; Fischer 1964; Schenk 1970, 1972).

Intensive fossil collecting from new sections in the nearshore facies (Zöttbachgraben, Atzlgraben) have now yielded ammonites and inoceramids which permit regional correlation of these events. Detailed facies analyses have led to environmental and bathymetric interpretations which permit separate exposures to be placed in a lateral facies model. Biostratigraphic and paleoenvironmental interpretations presented here considerably modify previous interpretations of the "Gosau" beds in this region.

## Acknowledgements

Field work for this study was financially supported by the Sonderforschungsbereich 53 (Palökologie) of the German Research Foundation (DFG) at Tübingen University.

General M. Collignon (Moirans), Dr. H. Katschthaler (Innsbruck) and Dr. W. Resch (Innsbruck) kindly made ammonites from their collections available to us for study. V. Krantz (Washington) and W. Wetzel (Tübingen) prepared photographs of the bivalves and ammonites, respectively. Barbara D. Heffernan assisted in measuring bivalves and making plates. Our warmest thanks are extended to these individuals and organizations.

Fossil and lithological samples have been, except where otherwise stated, deposited in the Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München (BSP) under Coll. Nr. 1970 XVII.

Abbreviations, used in the Systematic Paleontology (chapter 2):

USNM = United States National Museum, Washington
BSP = Bayerische Staatssammlung für Paläontologie u. historische Geologie, München
GPII = Geologisch-paläontologisches Institut, Universität Innsbruck
Dm = Diameter;
WH = Whorl height;
WB = Whorl breadth;
WU = Width umbilicus;
E, L, U = External, lateral, umbilical lobes.

## 1. Geological setting and environmental evolution

### 1.1 The Northern Facies

1.1.1. Weißachbach—Zöttbachalm: In this northern area the "Gosau" beds occur in a strongly faulted, E — W striking, doubly folded syncline (Fig. 2). The basal clastic deposits of the "Gosau Group" are exposed on its northern flank, dipping strongly toward the south. In the northern part of the syncline only the core is preserved (Lower Zöttbachgraben) exposing the "Gosau" sequence only up to green, serpentinic sands which contain rudist bivalves (Fig. 2, bed e). The southern flank of the syncline is slightly overturned and has been thrust onto the northern part. This southern flank only contains the

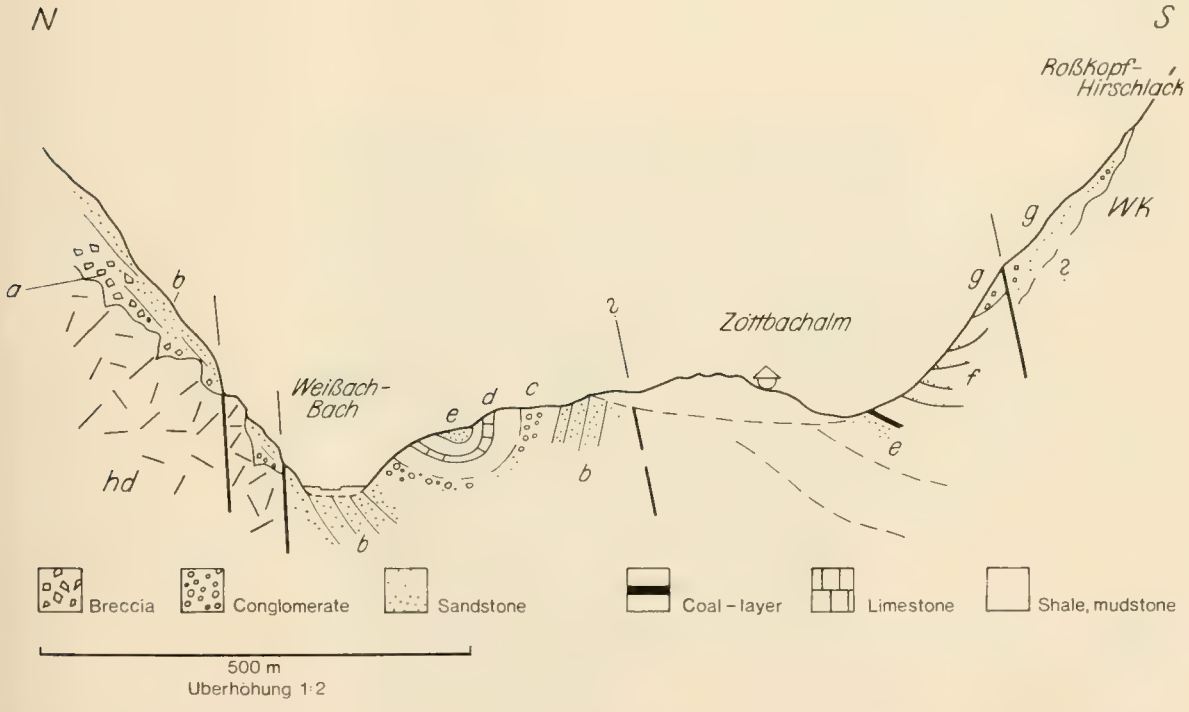



Fig. 2. Cross section of Weißachbach- and Zöttbachgraben synclines showing distribution "Gosau" beds (Coniacian — Lower Santonian [?]); Key: Wk = ladinic Wettersteinkalk, hd = noric Hauptdolomit; a—g = Gosau beds: a—e = described in detail in this paper (Fig. 4, p. 34); f = regressive sequence; g = nonmarine clastics. Vertical exaggeration 1:2.

upper part of the "Gosau" sequence, mainly representing the regression (Fig. 2, beds f—g). Which is exposed in the creek valleys SW of the Zöttbachalm. Further to the south, a steep fault separates the Upper Cretaceous sediments from the Triassic of the Roßkopf. Sections through the Gosau sequence were examined along the northern bank of Weißachbach, on the road to Baummoosalm, on the road at Trauersteg and in the lower part of Zöttbachgraben. To generalize the transgressive — regressive sequence in ascending stratigraphic order (Fig. 4):

(Base)

The transgressive surface is marked by a strong and topographically irregular unconformity; Gosau sediments are found in pockets and fissures cutting the highly dissected karstic surface of Triassic Hauptdolomit and Wettersteinkalk, respectivly.

a. (2—50 m)
Basal breccias, badly sorted and highly variable in thickness, are composed mainly of local material from the underlying beds with bauxitic cement (comp. Schulz 1952, p. 33). These grade upwards into badly sorted but bedded conglomerates of variable thickness. These are probably nonmarine in origin.

b. (10—45 m)
Above the conglomerate lies red sandstone, well sorted, with sporadic beds of conglomerate and lenticular intercalations of reddish siltite and pelite. The percentage of exotic components (porphyroids, quarzites, other metamorphic rocks) increase in all size fractions upsection. Large scale crossbedding and locally graded bedding is present. Trace fossils (*Stelloglyphus* of Vyalov 1968) (Fig. 3) are concentrated in certain horizons (Fig. 4, △); similarly, pectinids shell fragments and some miliolids indicate the basal parts of this sandstone are already of shallow marine origin.

c. (8—18 m)
Reddish sandstone grades upward into greenish — gray, poorly sorted sandstone which

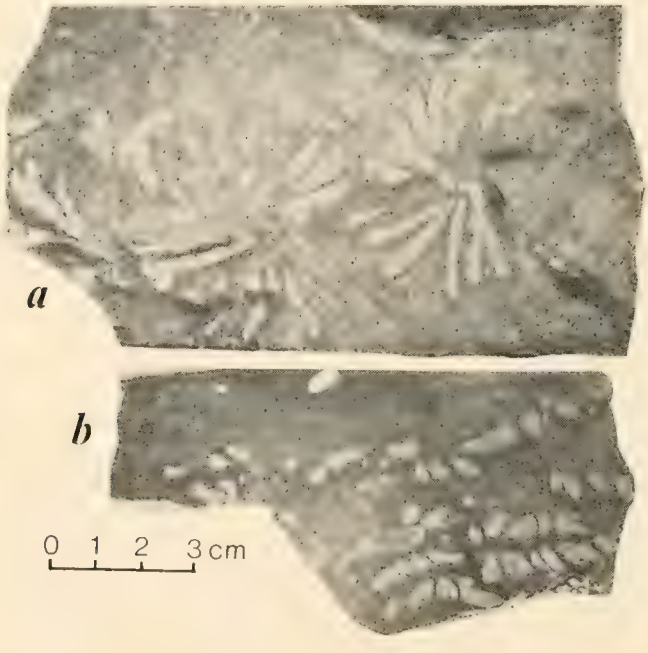



Fig. 3: *Stelloglyphus* sp., marine ichnofossil from basal red sandstone; Trauersteg, Brandenberger Ache. a = sedimentary surface, b = vertical section, polished (BSP 1970 XVII 10).

weathers easily due to a weak cementation; some pebbly channel-fillings occur. On these pebble pavements, initial stages of benthic colonization by *Hippurites* sp. clusters (sensu KAUFFMAN & SOHL 1974); thicked-shelled bivalves such as *Cucullaea* sp. and *Meretrix* sp., and *Cytherea* sp. were observed.
This assemblage (mainly the unstable, erect-growing rudists) generally indicates a reduction of environmental energy levels.

d. (extended as detailed section):

$d_1$ (0,8—1 m)
A poorly sorted layer of conglomerate lies at the base, cutting irregularly into the underlying beds, usually as channelfills; this layer was colonized initially by rudists (*Hippurites* p.; *Durania* sp. aff. *D. cornupastoris* (DESM.): Pl. 6, A; Pl. 7, A, B). The rudists are succeeded by a layer of hermatypic corals, partly preserved in situ, partly rolled. Subsequently, the coral heads and extraclasts are strongly encrusted by coralline algae, hydrozoans, ostreids, serpulids and foraminiferids (Nubeculariide) and bored by *Lithophaga* sp. This coral-rudist epibiont biostrome was subsequently covered with coarse wellsorted bioclastic debris — oncoids, coralline algae, corals, echinoid spines, hydrozoans and shell fragments —. This inner shelf calcarenite facies caps the $d_1$ sequence, and was colonized by a diverse autochthonous assemblage of shallow infaunal and semi-infaunal mollusks, the most obvious forms being *Trachycardium* sp., *Pinna* sp., and *Purpuroidea* sp.

$d_2$, $d_3$ (1,2 m)
Finely laminated calcareous sandstone oberlies $d_1$ calcarenites. Locally, small-scaled crossbedding is developed. Terriginous components (quartz, serpentine, porphyroids) partly substitute for bioclasts upsection. Physical characteristics of these rocks indicate an increasing rate of sedimentation and reworking which led to deterioration of benthic life conditions and a corresponding decrease in diversity. The calcareous sandstone is, however, strongly bioturbated, with burrows mainly attributed to spatangoid echinoids and callianassid shrimps, suggesting large populations of these infaunal elements.

$d_4$ (1,8—2,3 m)
Calcareous sandstone of $d_3$ grade upward into greenish-grey, serpentinic sandstones containing numerous dark rounded pebbles (lithological analyses in SCHULZ 1952, p. 76); thin beds of pebbles and shell fragments are preserved (for discussion on the origin of the pebbles, see DIETRICH & FRANZ 1976); otherwise lamination is only locally preserved, and mostly destroyed by heavy bioturbation.
The fossil content increases upward. This bed contains the biostratigraphically important ammonites and inoceramid bivalves, subsequently described. The fauna is ecologically diverse with epifauna represented by the inoceramids and *Pecten laevis* NILSSON, semi-infaunal and infaunal groups represented by *Cucullaea crassitesta* ZITTEL, *Pinna* sp., *Psammobia suessi* ZITTEL, *Anatina* sp., *Siliqua* sp., and large siphonate gastropods such as *Tylostoma* sp. The autochthonous epifauna is mainly comprised of epibionts on larger shells (e.g. *Pycnodonte* sp. aff. *P. aucella* [RÖMER]), due to lack of stable substrates.
The pycnodontes, ammonites and inoceramids are components of more offshore, deeper water paleocommunities (KAUFFMAN 1967, 1969) than indicated by underlying fossils. Physical and sedimentological evidence also indicates greater bathymetry for this level than for older beds. Collectivly, the evidence suggests that this is the climax of transgression of the "Gosau" sea for this area.

e. (4,5 m exposed)
The highest beds in this section comprise medium- to coarsegrained sandstone with pebble horizons (DIETRICH & FRANZ 1976); all bedding structures have been destroyed by intense bioturbation. Diversity of the fauna again decrease owing to renewed high levels of influx of sediments. The pebble horizons are colonized by rudists (*Hippurites*

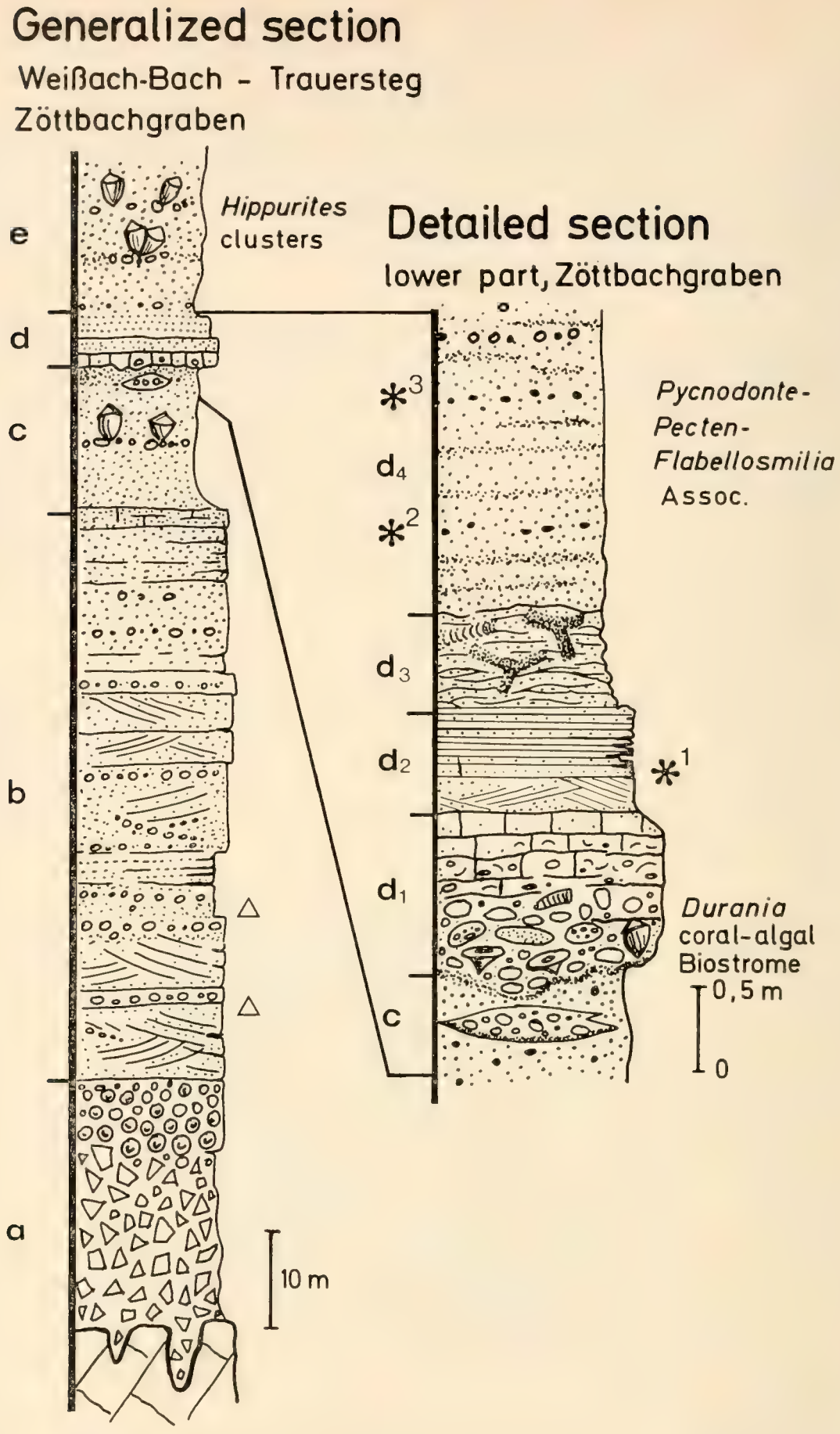



Fig. 4: Lithologic column of Weißachbach-Zöttbachgraben section (northern facies). Explanations in text. Asterisks indicate beds of ammonites and inoceramids described in this paper.

spp., *Radiolites* sp. ex. gr. *R. angeoides* [De Lap.]) either as individuals or in small clusters of 3—5 individuals. Rudist colonization was short-lived, and the high levels of turbidity and sediment reworking prevented the growth of frameworks.
This is the top of the measured section.

North of the Zöttbachalm, the upper part of the "Gosau" section has been eroded; but to the south and southwest of the Zöttbachalm, the coarse-grained sandstones of bed e (Fig. 4) are exposed in the lowermost part of the creek. There, these beds pass upwards into regressive cyclothems, which lead, interrupted only by short marine ingressions (reversals), to the total regression of the "Gosau" sea in this area at Upper Coniacian/Lower Santonian age (comp. Schenk 1972; Herm 1977).

1.1.2. A t z l g r a b e n (= Kreuthgraben): These outcrops are close to the "Gosau" sequence in the Mühlbach-valley and its upper tributary creeks. However, the two sequences are separated by a zone of faulting, which is usely covered by Quaternary deposits. The Atzlgraben and Mühlbach sequences also differ markedly in facies, suggesting that they originally formed at a considerably greater distance from each other, and were brought into close proximity by the faulting.

The transgression of the northern facies in this area is exposed NE of Oberberg (Einkehrboden), where unsorted Cretaceous sedimentary breccias disconformably overlie the Triassic Hauptdolomit on the transgression surface. The breccias are overlain by conglomerates containing exotic pebbles and an increasing percentage of shell debris upsection. These conglomerates inturn pass upwards into very well-sorted, dark greyish-green calcareous sandstone, which can be followed into the Atzlgraben at Atzl-mill.

The following section, typical of the northern facies, was measured on the north bank of Atzlgraben, upward pt. 1003, beginning at the road bridge at the former Atzl-mill site (fig 5):

(Base of section)

a. (8 m)
This unit is made up of dark greyish-green, crossbedded, intensively bioturbated sandstone, with partially nodular marly intercalations and coal seams towards the top. In certain horizons, size-sorted pavements of *Actaeonella* spp., rare *Cucullaea* sp. and shell-fragments were noted. Sedimentological and preservational features indicate shallow-water, high-energy marine environments associated with the biotope of an *Actaeonella* — association (Herm 1977, p. 264), such as a foreshore or sand bar complex.

b. (5,5 m)
Massive to thick-bedded biodetrital limestone, predominantly made up of grain-supported rudist shell-fragments comprise this unit. A shallow water, forereef environment of deposition is indicated.

c. (8,5 m)
Above unit b are found alternating thin layers of marly sandstones and calcareous marls with scattered firmgrounds. Various associations of hermatypic corals and scattered rudists colonize shell fragment lag deposits or mottled sandy firmgrounds. Heavy overgrowth by coralline algae and episodic influx of pelites and psammites restricted development of the coral colonies, and only thin biostromes, 10—30 cm thick, were formed.

d. (2,5—3 m)
This unit consists of sandstone with large scaled crossbedding and layers of shell-fragments. Colonization by benthic mollusks was restricted by intense sediment reworking, but an infauna, indicated by burrows of thalassinoid shrimps and spatangoid echinoids caused partial bioturbation of the sediment.

e. (8 m)
This sequence comprises partially nodular, marly limestone with varying clay content; flaser-bedding is well defined by fine shell debris and intraclasts. In the lower part of the unit colonization by scattered hermatypic corals and large cup-shaped rudists formed coppice framework (sensu KAUFFMAN & SOHL 1974). The growth of these structures was limited by episodic rapid deposition of shell debris or mud, the latter containing in situ infaunal bivalves.
During renewed development of biostromes and frameworks, early phases of colonizations were characterized by rudists (Hippuritids and *Plagioptychus* sp.) and other sessile groups, or by epifaunal bivalves (pectinids, *Spondylus* sp.), and by terebratulid and rhynchonellid brachiopods (ZAPFE 1937, p. 76); the latter become more dominant as diversity increases upsection.

f. (3 m)
Above this sequence a nearly monotypic hippuritid rudist reef (= "Atzlriff") developed from a colonizing surface of corals, rudist clusters and individuals, and diverse mollusk pavements. Succession in the framework followed that of the "Rudist Barrier Assemblage" of KAUFFMAN & SOHL (1974). With growth of the framework, increasing population size and dense clustering of hippuritids formed a mature coppice, with individual rudists fully in contact but only slightly cemented. Intergrowth and mutual support of the rudists was mainly due to interlocking of axial ribs. As a result of reduction of open space within the reef-framework, rapid growth of the rudists, and possible biochemical secretions from rudist mantle tissue (KAUFFMAN & SOHL 1974), growth of associated non rudist taxa, especially normal reef "binding" groups, was greatly limited. Beside some *Plagioptychus* sp. only sparse bryozoans, calcareous algae, sessile foraminifers, polydorid worms, and sponges *(Cliona)* occur as epi- and endobionts on the rudists. The strongly inclined form of the reef-complex and of individual rudists within the framework, regarded as a primary feature and can be interpreted as orientation towards the direction of currents, where most nutrients were derived (RICHTER 1934).
This episode of rudist framework growth represents the climax of open-sea conditions within this section and therefore maximum transgression.
The occurrence of Middle Coniacian Inoceramidae in beds immediately overlying the "Atzl-Riff" suggests that this transgressive peak is equivalent to that developed at Weißachbach-Zöttbachalm. Above the "Atzl-Riff" are regressive sequences indicative of back barrier slope succeeded by various lagoonal environments. Reef growth was terminated by rapid deposition of sandy marls; small, overturned clusters of hippuritids on the top show that a renewed colonization on the softground was not possible, even though some individuals lived for a short time, growing a few cm above the "reef" surface after initial smothering by the marl. The regressive sequence continues, as follows:

g. (1,5 m)
Grey, nodular marls with small solitary corals and a relatively diverse but small-sized mollusk-fauna overlie the "Atzl-Riff"; there is no rudist growth above the basal few cm. We interpret these beds as representing a backreef environment.

h. (2,3 m)
The nodular marls (g) grade upward into brownish marls with quartz sand content and coal seams increasnig toward the top; faunal diversity decreases upward. Dominant forms in this unit include *Trochus* sp., *Actaeonella* sp., and *Liostrea* sp. Of special interest are thin layers of densely packed *Phelopteria* shells ("*Avicula*"-beds).

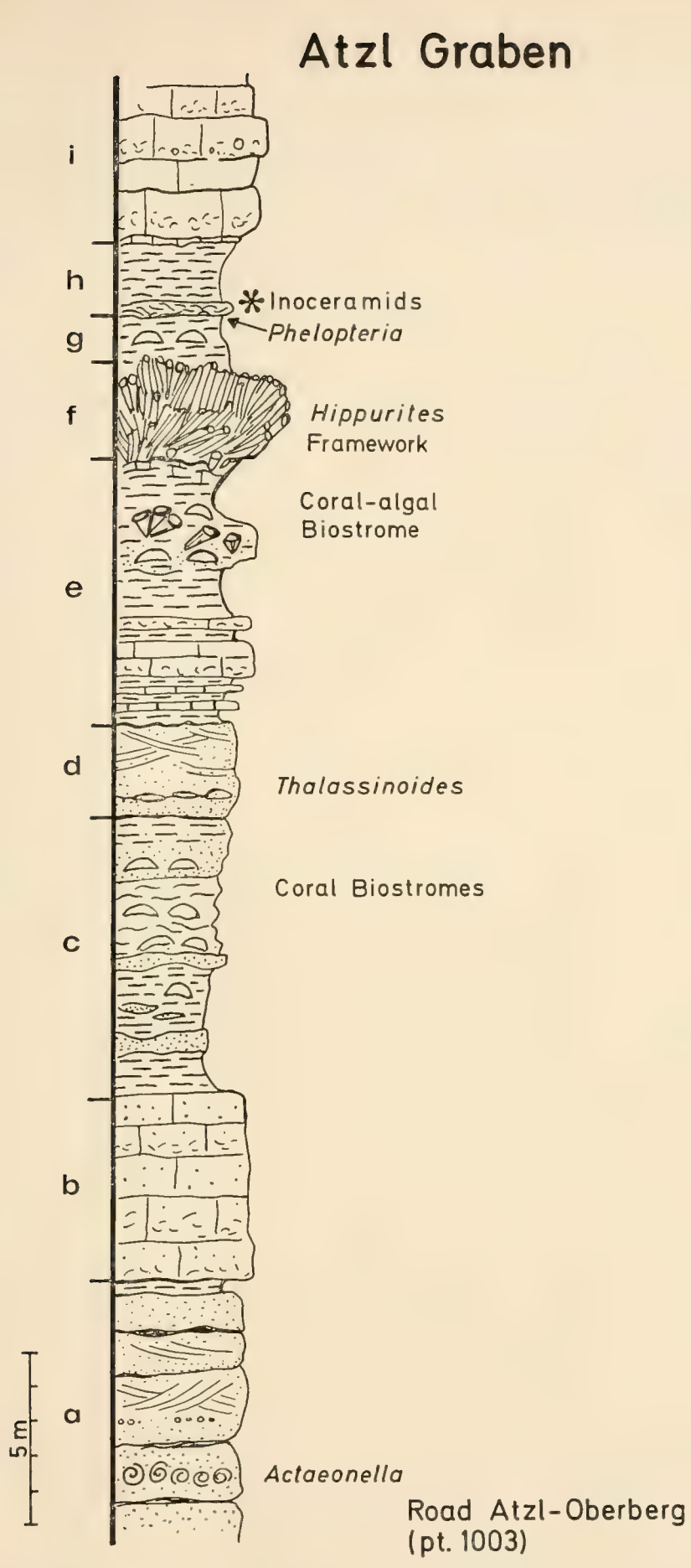



Fig. 5: Lithologic column of Atzlgraben section (northern facies). Explanation and description in text.

Abundant plant remains suggest a dense "seaweed" cover over the seafloor. The concentrations of *Phelopteria* suggest primary aggregates of this byssate bivalve, possibly on marine plants. Scattered inoceramids in this bed had the same life habit, and suggest a Coniacian age. This deposit seems to represent a protected lagoon environment, but connected with the open sea.

In the uppermost layers of unit h euryhaline mollusks disappear and are replaced by typical brackish water groups such as *Polymesoda, Nerinea,* and *Glauconia;* these suggest partial isolation of the lagoon from the open sea.

i. (4,8 m)

The lagoonal sediments (h) are eroded on the top and overlain by a light-colored, thick-bedded, well-washed biodetrital limestone (calcarenite) consisting predominently of rudist fragments. This shore face deposit was probably derived from the reef as lagoonward spillover fans and sheets, and suggests encroachment of the "reef", retreating with the regressing sea.

The stratigraphic continuation of this section can be found, tectonically dislocated, along the road Atzlgraben — Atzl (section "Atzlsäge", Herm 1977, p. 267). In this section four truncated cyclothems are developed by interruption of an increasingly more regressive facies sequence due to short-term, fully marine ingressions. On the whole, the Cretaceous sedimentary record in the Oberberg — Atzlgraben area ends with a general regression of Upper Coniacian/Lower Santonian age.

## 1.2. The Southern Facies

1.2.1. Brandenberger Ache — Mösl — lower part of Mühlbach: The facies pattern of the so-called "Lower Gosau" sequence in this area (Schulz 1952; Herm 1962; Fischer 1964) differs considerably from that of the sequences previously described from the northern areas. There are no near-shore oscillations or extensive shelf facies developed; instead, these areas are characterized by sequences depicting a pronounced uni-directional deepening of the basin. The transgressive disconformity and thin basal conglomerate-breccia facies are overlain by fine-grained clastic shelf deposits which rapidly grade upward into thick sequences of deep basinal facies, reflecting a depression with very steep slopes. Several sections collectively show this sequence of events: Brandenberger Ache below Mösl; Brandenberger Ache between Mösl and the bridge leading from Brandenberg to Stegen; and the lower course of the Mühlbach (Fig. 6).

The transgressive sediments lie unconformably on Triassic "Kössen Schichten" — Upper Rhetian and Liasic limestones which exhibit strong relief and well developed karst phenomena.

In ascending stratigraphic succession, the sequence in this area is as follows:

a. (3—5 m)

Poorly sorted sedimentary breccia made up of local rock components in a calcareous sandy matrix, occur at the base of the sequence.

b. (1,5—8 m)

Poorly sorted conglomerate with sporadic metamorphic and porphyritic components overlies the breccia (a) and is of highly variable thickness.

c. (23—30 m)

Grey, massive to poorly bedded calcareous sandstone overlies the conglomerate. The lower part is coarse-grained, passing upwards into fine-grained sandstone with

scattered pebble layers and abundant plant debris. This unit yielded the large marine fauna listed by KATSCHTHALER (1935, p. 175). The highly diverse mollusk assemblage occurs in shell-rich layers which mainly reflect off-shore outer shelf environments with periodic quiet water conditions. Reworking and bioturbation destroyed periodically bedding and community structures.

d. (4—5,5 m)
Hard, grey, yellowish-brown weathering sandy limestone with pebbles and shell debris overlie unit c. The depositional environment is similar to unit c.

e. (2,5—4 m)
A second important fossiliferous level is represented by nodular, intensively bioturbated calcareous marl. This unit contains the fauna mentioned by KATSCHTHALER (1935, p. 178), and the ammonites, *Texanites quinquenodosus* (REDTENBACHER), and *Eupachydiscus isculensis* (REDTENBACHER) (see p. 49). The marly layer also contains a rich infauna of echinoids *(Echinocorys, Micraster)* and detritus-feeding bivalves, and a rich ichnofauna (mainly *Zoophycos*). Diversity in unit e is less than in unit c, and the nature of the community is distinct, reflecting soft, muddy bottom conditions in offshore benthic environments. Free connection to the open sea is documented by the high diversity of cephalopods tnd widespread cosmopolitan inoceramids (*Cladoceramus undulatoplicatus* [RÖMER], *Platyceramus cycloides* [WEGNER], *Magadiceramus subquadratus* [SCHLÜTER], and *Sphenoceramus* sp.) which indicate a Lower Santonian age.

f. (10—14 m)
A turbidite sequenze overlies this fossiliferous marl, and consists of red and grey marls with intercalated sandstone beds and boulder layers (for detailed section comp. also FISCHER 1964, p. 132).
The detail of this interesting unit is as follows, in ascending stratigraphic order:

$f_1$ Well-bedded, red-brown and, towards the top, grey marls which contain pebbles and subangular boulders up to 2 m in diameter occur at the base of the turbidite sequence. The boulders, mainly detrital "Gosau" and Triassic limestones are chaotically embedded in marl; the original texture of the marls has been elastically deformed and kneaded. Scattered rudist shell debris (SCHULZ 1952, p. 13) also occurs in the marl. These beds are comparable to submarine breccias interpreted as rock falls ("Knödel"-breccia) from the "Gosau"-sequence of Krappfeld (THIEDIG 1975). The presence of slump structures in the marls is indicated by the mixture of red and grey streaks and "swirl bedding". Abrupt facies changes which suggest rapid deepening of the basin and open marine conditions is depicted by planktonic/benthonic foraminifer ratios, which increase from 15:85 to 55:45 within the lowermost 2 m of unit $f_1$.

$f_2$ Sandstone beds, 30—80 cm thickness, with pronounced graded bedding overlie the boulder bearing marls. In the lower part, the sandstones are preserved as "phacoids" (typical for large-scale submarine slumping in the Cretaceous of Northern Germany: VOIGT 1977), formed during downslope transport of the sand in a semi-lithified state, during which the coarse grained beds have been separated into sigmoidal nodules and mixed with underlying pelites.

$f_3$, $f_4$ These units consist of graded layers of conglomerates and sandstones; component cobbles strongly vary in size ($\phi$ 3—40 cm) and are embedded in sands and fine-grained marly sands with convoluted bedding structures. The following three lithic components dominate:

α Biogenic debris composed of rudists, corals, stromatoporoids, coralline algae, and gastropods. In grain size and quantitative composition this is the same material that occurs as well-washed bioclastic limestone in the nearsshore facies at Zöttbach and Atzlgraben. There, it has been transported from a shallow water site of origin into the fore-barrier zone. Subsequently, it was redeposited, partly sublithified, in offshore environments of pelitic sedimenta-

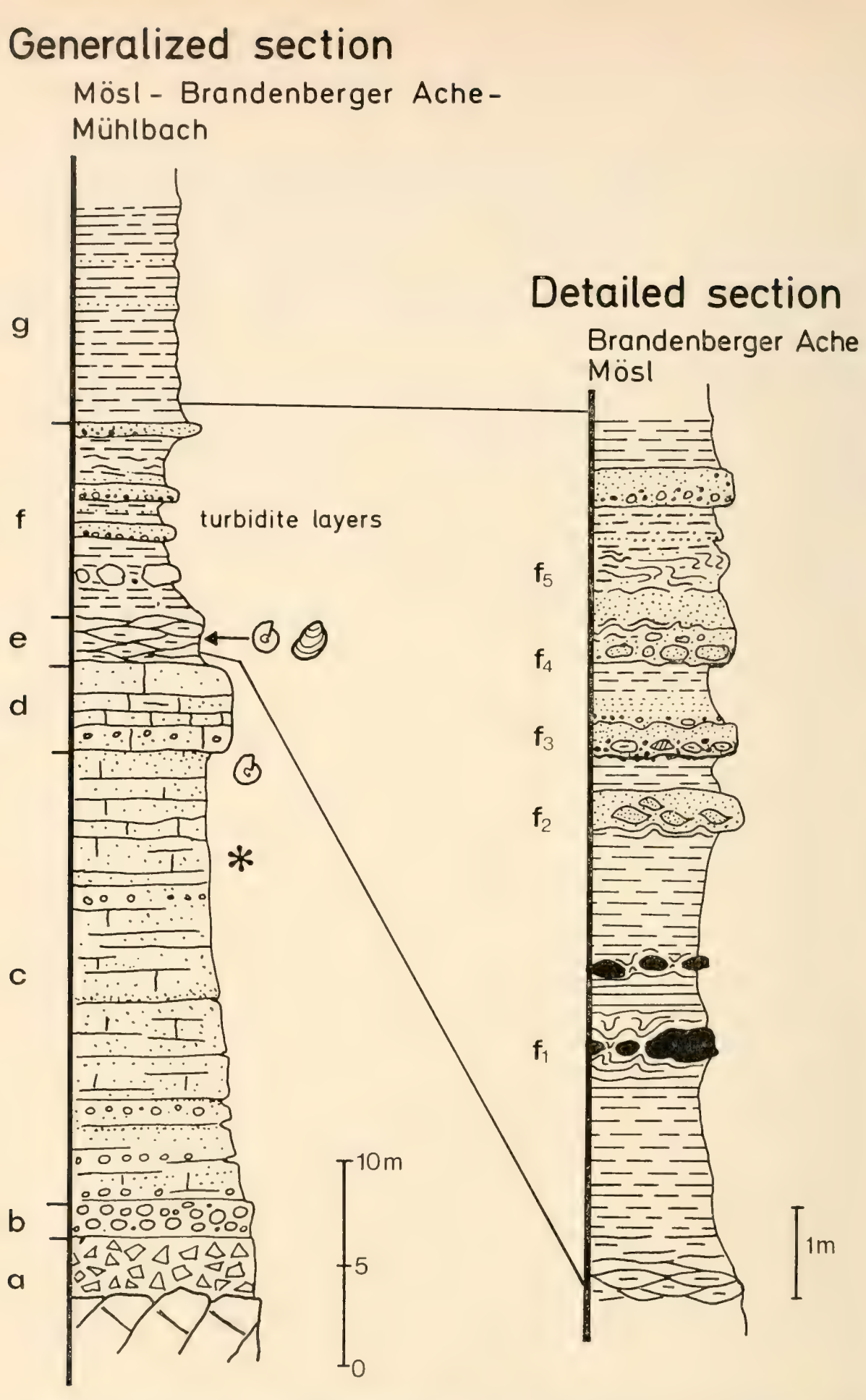



Fig. 6: Lithologic column of Brandenberger Ache — Mühlbach section (southern facies). Explanation in text. Asterisk marks KATSCHTHALER fossil location (1935, p. 175).

tion by a process similar to turbidity currents. During redeposition, the biogenic carbonates absorbed pelitic and psammite material.

β Marly and sandy limestones with some globotruncanids; these reworked rocks correspond to the autochthonous units d and e of this sequence.

γ Gosavian calcareous sandstone of the northern facies, and Triassic — Jurassic rock fragments also occur in this facies. Many rock components are encrusted by sessile foraminifera, hydrozoans and calcareous algae. This indicates original deposition and reworking of coarse clastics in a high-energy, shallow-water, photic environment. Schulz (1952, p. 14) has mentioned reworked Gosau sediments as components.

$f_5$ The highest bed in the turbidite sequence consists of medium-grained sandstone with some winnowed Gosau-age bioclasts of nearshore origin. Lower bedding surfaces preserve flute-casts, and bedding units are internally graded. In the upper part of the unit distinct convolute bedding passes into fine lamination.

g. (up to 200 m)
Up to the top of the sequence grey and red to red-brown marls, and marly limestones alternate; they are finely laminate in part, with thin interlaminations of calcareous sandstone. At some levels slump structures occur. There is a decrease in the number of sandstone layers towards top. A general description can be found in Fischer (1964, p. 133). This sequence represents continous, predominantly offshore sedimentation above CCD, and is comparable to marly sequences from other Gosavian basins (e.g. Eiberg, Reichenhall-Salzburg, Gosau). Within the autochthonous pelitic layers, the ratio of planktonic to benthonic foraminifera reaches more than 70:30. This sequence (the so-called "sandy-marly beds" of Schulz, 1952) can be fully observed in stratigraphic order in the Mühlbachgraben (comp. Fischer 1964).

Reworked material from the nearshore northern facies within the turbiditic layers of the offshore southern facies enable us to combine both into a synchronus lateral facies model.

Whilst within the northern facies area the complete regression took place already in Upper-Coniacian — Lower Santonian times, in the southern area the full marine offshore sedimentation continued at least until Campanian times without exhibiting regressive features.

## 2. Systematic Paleontology

### 2.1. Ammonites
(J. Wiedmann)

#### 2.1.1. The ammonites of Northern facies at Zöttbachgraben

The poor ammonite fauna of the Zöttbach locality is restricted to two horizons, $d_2$ and $d_4$ (Fig. 4). Both horizons are approximately of the same age, which is Middle Coniacian.

Family Collignoniceratidae Wright & Wright, 1951
Subfamily Barroisiceratinae Basse, 1947
*Genus Solgerites* Reeside, 1932

Type species: *Solgerites brancoi* (Solger).

*Solgerites* was established by Reeside (1932, p. 14) as a subgenus for those barroisiceratids having extreme reduction of their ornamentation. The sculpture

of typical *Barroisiceras* (ribs with umbilical, lateral, marginal and siphonal tubercles) is preserved only on the inner whorls of *Solgerites;* the outer whorls become nearly smooth except for rudiments of marginal ribs an small siphonal tubercles.

The systematic revision of the subfamily, especially the inclusion of *Piveteauoceras* (BASSE, 1947) proposed by WRIGHT (1957, p. L 432) and MATSUMOTO (1969, p. 302), is not accepted here, since that genus has persistent umbilical tubercles and is even-keeled with age.

Stratigraphically, *Solgerites* seems to be restricted to a Middle Coniacian age (BASSE, 1947, p. 124; COLLIGNON, 1965, p. 73). REYMENT (1958) did not provide any further age refinement in his redescription of the type specimens of SOLGER (1904).

MATSUMOTO's (1969, p. 299) indication of an Upper Coniacian age for *Solgerites* cannot be substantiated and seems to refer to *Piveteauoceras.*

*Solgerites* s. str. thus is known from Southern France, Tunisia, the Cameroons, ? Nigeria, Congo, Madagascar, and for the first time, from the Alpine Gosau.

## *Solgerites* sp. cf. *S. brancoi* (SOLGER)
Plate 5, A, B

cf. 1904 *Barroisiceras Brancoi* var. *mitis* SOLGER, p. 174, figs. 63—65, pl. 4, figs. 4, 5 ?.

M a t e r i a l : 1 small and poorly preserved specimen, from the marly layer $d_2$ of Zöttbach, BSP coll.no. 1970 XVII 12.

M e a s u r e m e n t s :

| | Dm | WH | WB | WU |
|---|---|---|---|---|
| BSP specimen: | 20 mm; | 10 mm (0,50); | 6 mm (0,30?); | 3 mm (0,15). |
| SOLGER's type: | 43 mm; | 20 mm (0,46); | 12 mm (0,28); | 6,5 mm (0,15). |

Despite the poor preservation of the Gosau specimen, it preserves all of the characteristics of *Solgerites.* It is an involute form with high whorls, and inflated lateral flanks with their maximum thickness centrally situated. The venter is narrowly rounded, with one row of small siphonal tubercles. Despite the small size of the specimen, the inner part of the lateral flanks is nearly smooth, showing only rudiments of umbilical and lateral tubercles. The outer portion, however, shows the typical projecting ribs, nearly 20 per half whorl, each terminating in a very small marginal tubercle (Pl. 5, A, B).

The similarity between the sculpture of the Gosau specimen and the adult sculpture of *S. brancoi* (in SOLGER, 1904, pl. 5, fig. 4) is great, and the measurements are comparable with the African type. Since the ornamentation of *S. brancoi* does not become reduced below a whorl height of 20 mm, and since the Gosau specimen is poorly preserved, open nomenclature is favored. In its early reduction of ornamentation the present specimen is intermediate between *S. brancoi* and the smooth Madagascan *S. laevis* BASSE (? = *S. hourcqi* COLLIGNON), which has a different whorl section.

Geographically, the type species of *Solgerites* ranges from the Cameroons (SOLGER, 1904; REYMENT, 1958) to Perú (BRÜGGEN, 1910; LÜTHY, 1918); the specimen described by BENAVIDES (1956) from the Cehegín Formation of Northern

Perú may, however, be better placed in another species and even genus (= *Basseoceras peruvianum* MATSUMOTO, 1969). *S. brancoi is* tentatively recognized from Europe for the first time.

## Family Acanthoceratidae HYATT, 1900
## Subfamily Acanthoceratinae HYATT, 1900
## Genus Yubericeras MATSUMOTO, SAITO & FUKADA, 1957

Type species: Yubariceras yubarense (YABE MS.) MATSUMOTO, SAITO & FUKADA.

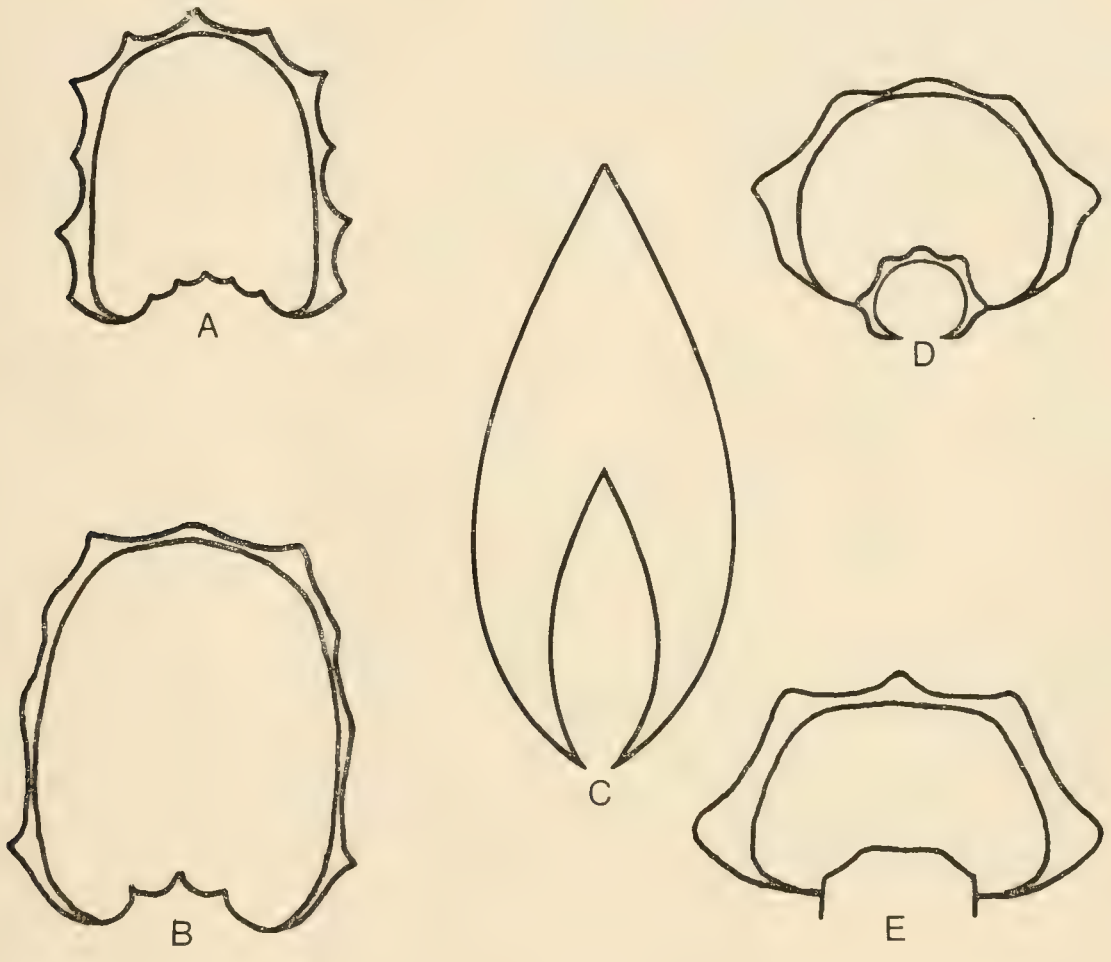



Fig. 7: Whorl sections (all 1/1):
A. *Yubariceras gosavicum* WIEDMANN n. sp., — Holotype (BSP 1970 XVII 13) Middle Coniacian, Zöttbachgraben.
B. *Neoselwynoceras paradoxum* COLLIGNON, Holotype, coll. COLLIGNON (nr. 2027). Locality: Upper Santonian, km 11 000, Section Ampolypoly — Antsirasira-Behamotra, Madagascar.
C. *Hemitissotia alpina* WIEDMANN n. sp. — Holotype (BSP 1970 XVII 14). Middle Coniacian, Zöttbachgraben.
D. *Neokanabiceras madagascariense* COLLIGNON, Holotype, coll. COLLIGNON (nr. 1784). Middle Coniacian, Akinatsy, Madagascar.
E. *Neokanabiceras apambiense* COLLIGNON. Holotype, coll. COLLIGNON (nr. 1788). Middle Coniacian, Apamba — Antsirasira, Madagascar.

The genus *Yubariceras,* as established by MATSUMOTO et al. (1957), largely resembles *Romaniceras* SPATH in regard to its ornamentation, and especially the number of tubercles. Following MATSUMOTO et al. (1957, p. 27) differences between them are the more rectangular whorl section, not rounded or polygonal as in *Romaniceras,* and the predominance of tubercles over ribs. *Romaniceras* has prominent ribs on which tubercles become more weakly developed with age. Despite MATSUMOTO et al.'s diagnosis (1957) both genera have much in common, and are generally regarded as synonymous. But the Gosau specimen yields important information, demonstrating that: (a) *Yubariceras* can be separated from *Romaniceras;* (b) the genus is represented in Europe; and (c) it is not restricted to the Upper Turonian, as generally believed.

This is the first known occurrence of Acanthoceratids in the Coniacian; previously, the family was thought to be restricted to the Cenomanian-Turonian.

This report allows us to reflect on possible Senonian descendants of the Acanthoceratidae. The genera *Neokanabiceras* COLLIGNON, 1965 and *Neoselwynoceras* COLLIGNON, 1966, from the Coniacian, Santonian and Campanian of Madagascar, should also be placed as well in the acanthoceratid phylogeny. Since these two genera are not completely known, their type specimens are reillustrated (Pl. 7, A, B; Pl. 8, B, C; Fig. 7, B, D, E; Fig. 9) and some additional observations are presented below.

*Neokanabiceras madagascariense* (Pl. 7, A, B; Fig. 7D) and *N. apambiense* COLLIGNON (Fig. 8) have been described from the Middle Coniacian of Madagascar (COLLIGNON, 1965). They show some superficial similarities with the Gosau specimen. The ribs in *N. madagascariense* start with small umbilical tubercles and become more and more thickened towards the venter. Near the center of the lateral flanks they are covered with strong lateral clavi, and bifurcate. Each secondary rib bears an additional smaller clavi at the ventral margin. On the broad venter the ribs are strongly projected, but disappear before joining the serrated keel. The whorl section (Fig. 7D) is polygonal. *Neokanabiceras apambiense* (Fig. 7E) has a more trapezoidal whorl section, and shows a fusion of umbilical and lateral tubercles. The suture of *Neokanabiceras* (Fig. 8) has much in common with that of *Yubariceras yubarense* MATSUMOTO (1975, fig. 11c). But there are also similarities between the sutures and ornamentation of *Neokanabiceras* and certain Barroisiceratidae, especially *Forresteria* REESIDE. This makes definitive classification of *Neokanabiceras* difficult.

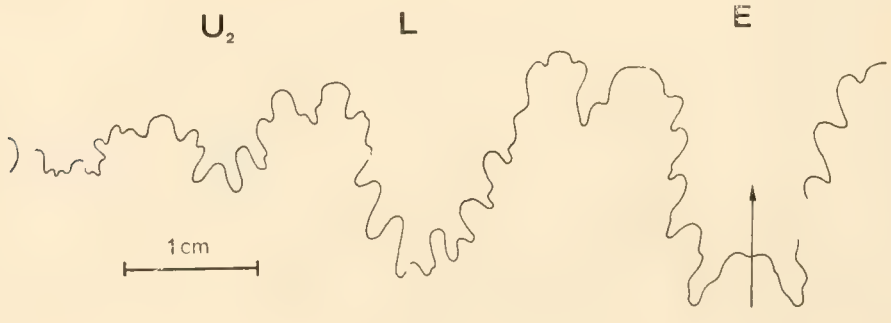



Fig. 8: *Neokanabiceras apambiense* COLLIGNON, Holotype, coll. COLLIGNON, nr. 1788. Middle Coniacian, Apamba — Antsirasira, Madagascar. External suture line at whorl height of 22 mm.

Less obvious relationships to the Barroisiceratinae are found in *Neoselwynoceras* COLLIGNON (1966) from the Upper Santonian and Lower Campanian of Madagascar. COLLIGNON (1966) related the new genus to the Texanitinae. But possible relationship to the Acanthoceratinae also have to be considered. To better understand the Madagascan genus, the whorl section and suture of the type species is refigured here (Pl. 8B, C; Fig. 7B, 9). *N. paradoxum* COLLIGNON has rectiradiate single ribs — about 15 per half whorl — with four rows of distinct tubercles. Umbilical and lateral tubercles are conical, whereas the two marginal tubercles are in the form of spiral clavi. Whereas the ribs are strongly projected on the ventral side of Barroisiceratids, they cross the venter of *N. paradoxum* (Pl. 8, B) rectiradiate — as in Acanthoceratinae — and join in one row of ventral clavi. There is great similarity to *Yubariceras,* especially in ventral view; this genus is more involute, however, and has one more lateral tubercle and shorter secondary ribs (Pl. 6, C, D). The suture of *N. paradoxum* (Fig. 9) has deep and strongly incised elements similar to the acanthoceratids *Yubariceras* and *Romaniceras* (see MATSUMOTO, 1975), but is similar to some Texanitids as well (see COLLIGNON, 1948). If the stratigraphic gap is not considered, *Neoselwynoceras* could easily be related to the Conician *Yubariceras.* But the possibility of a convergent development within the Texanitinae must also be considered.

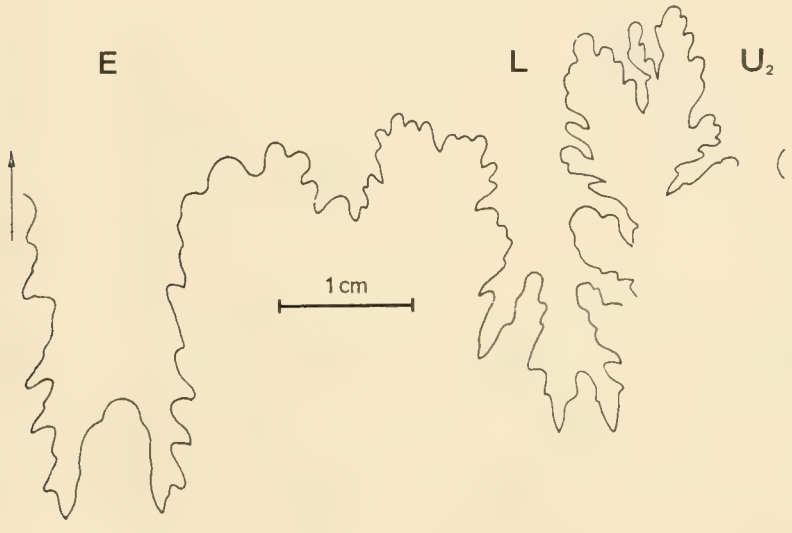



Fig. 9: *Neoselwynoceras paradoxum* COLLIGNON. Holotype, coll. COLLIGNON, nr. 2072. Upper Santonian, km 11 000, Section Ampolypoly-Antsirasira-Behamotra, Madagascar. External suture line at whorl height of 24 mm.

Based on revision of the genus *Yubariceras* and illustration of the typical *Y. yubarense* by MATSUMOTO (1975, p. 130; fig. 11), this genus seems closely related to *Schindewolfites* WIEDMANN, 1960. Contrary to the first descriptions in MATSUMOTO et al. (1957), *Yubariceras* is now considered to be characterized by very irregularly spaced sinuate ribs and constrictions. These are characteristics of *Schindewolfites* as well; this genus seems to belong to a different romaniceratid stock with very evolute whorls and excessive development of the tubercles.

Moreover, the lateral lobe (L) of *Schindewolfites* is bipartite and not trifid as in *Yubariceras*. With regard to these characteristics the Gosau specimen is a *Yubariceras* (sensu MATSUMOTO, 1975).

*Yubariceras* is known from the Middle and Upper Turonian of Japan, India, Madagascar, Mexico (?) and the U.S.A. (?). This is the first occurence of Middle Coniacian age, and the first report from Europe.

*Yubariceras gosavicum* WIEDMANN, n. sp.
Plate 6C, D; Fig. 7A

Holotype: BSP coll.no. 1970 XVII 13; living chamber fragment from level $d_4$ of Zöttbach.

Measurements:

| Dm | WH | WB | WU |
|---|---|---|---|
| ca. 70 mm; | 29 mm (0,41); | 28 mm (0,40); | 21 mm (0,30). |

Specific diagnosis: Moderately involute, with rounded-polygonal whorl section, rectiradiate ribs with 11 equidistant rows of tubercles (conical lateral tubercles, 3 ventral clavi); number and length of secondary ribs very irregular.

Description: *Yubariceras gosavicum*, n. sp., is moderately involute to evolute. The whorl section (Fig. 7A) is rounded to polygonal with maximum thickness across the whorl in the position of the inner lateral tubercles. The whorls are slightly higher than wide. The ornamentation is very irregular in spacing, number, and length of the intercalated secondary ribs. Eight internal ribs correspond with 17 external ones per half whorl. The ribs originate at the umbilical wall, have one small, conical umbilical tubercle at the umbilical edge, one row of very pronounced conical inner tubercles, and another row of small outer lateral tubercles. There are two relatively stronger marginal clavi and, one row of siphonal clavi on the venter. The ribs cross the venter rectiradiate, and are somewhat more thickened than on the lateral flanks of the conch. Secondary ribs commonly have at least 4 tubercles on each side, but there are also some non-tubercled intercalated ribs on the venter (Pl. 6, D). The suture is unknown.

Discussion: *Yubariceras gosavicum*, n. sp., is very similar to *Y. yubarense*, and to the Indian *Y. ornatissimum* (STOLICZKA), which also has 11 rows of tubercles. All other species of the genus have only nine rows. *Yubariceras ornatissimum* can easily be distinguished from these species by its size, dominant ribbing, and broad-rectangular whorl section. *Yubariceras yubarense* has a similar whorl section, but the whorl thickness exceeds the whorl height, the ribs are more sinuate, less crowded and lack secondaries, and there are 4 constrictions per whorl. Moreover, in *Y. yubarense* only the siphonal and outer marginal tubercles form spiral clavi. All of these differences and the much younger age of the European specimen justify its separation from previously described species. In addition, it accentuates the morphological differences between *Yubariceras* and *Schindewolfites*.

Age: Serpentinic level $d_4$ (Fig. 4) of Zöttbach of Middle Coniacian age as determined by association with *Solgerites* and *Hemitissotia*.

## Family Tissotiidae Hyatt, 1900

(incl. Lenticeratidae Hyatt, 1900; Coilopoceratidae Hyatt, 1903; Eulophoceratidae Hyatt, 1903; Hoplitoidinae Wright, 1952).

## Subfamily Tissotiinae Hyatt, 1900

## Genus Hemitissotia Peron, 1897

1897 *Hemitissotia* Peron, p. 73
*Plesiotissotia* Peron, p. 79.

Type species: *H. cazini* Peron.

According to Peron (1897, p. 73 ff.), *Hemitissotia* has no sculpture and has ceratitic umbilical saddles; *Plesiotissotia,* however, combines radial ribs with incised umbilical saddles of the suture. In *Hemitissotia turzoi* Karrenberg and "*Plesiotissotia cantabrica*" Karrenberg of Northern Spain, however, smooth whorls co-occur with incised umbilical saddles, whereas *Hemitissotia randoi* Gerth from the Alpine Gosau has "plesiotissotiid" ribbing associated with ceratitic umbilical saddles. This suggests that the two genera cannot be separated.

*Hemitissotia,* thus defined seems to be restricted to a Middle to Upper Coniacian age (Wiedmann, 1960; Wiedmann & Kauffman, 1979) and has been found in Southern Europe, North Africa and Asia Minor (?).

### *Hemissotia alpina* Wiedmann, n. sp.

Plate 5C, D; 6A, B; Figs. 7C; 10.

Holotype: BSP coll.no. 1970 XVII 14; an adult specimen from marly layer $d_2$ of Zöttbach.

Measurements:

| | Dm | WH | WB | WU | Phragmocone-Dm |
|---|---|---|---|---|---|
| Holotype: | 110 mm; | 65 mm (0,58); | 25 mm (0,23); | —; | 104 mm. |
| Paratype: | 90 mm; | 54 mm (0,60); | 23 mm (0,25); | —; | ca. 53 mm. |

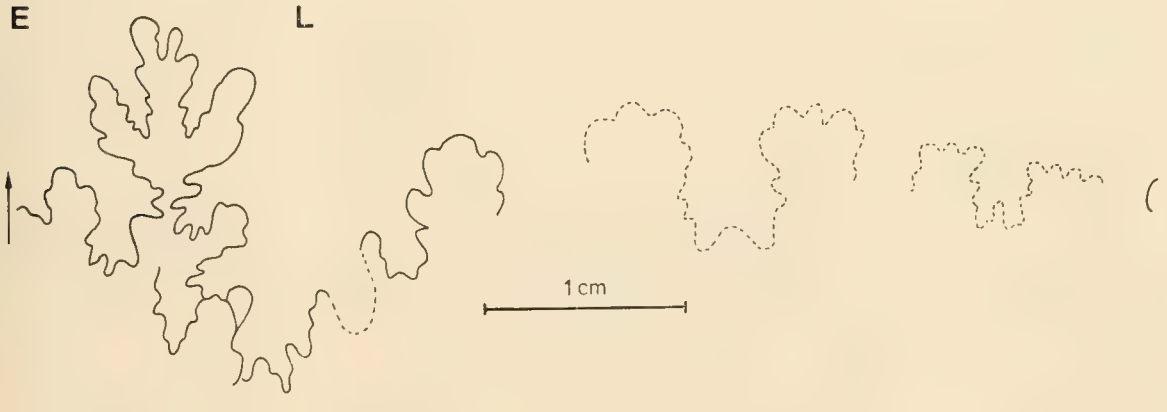



Fig. 10: *Hemitissotia alpina* Wiedmann, n. sp. Holotype (BSP 1970 XVII 14); Middle Coniacian, Zöttbach. External suture line at whorl height of 55 mm.

Specific diagnosis: Large, unsculptured, with lanceolate whorl section and maximum thickness below the center of the lateral flanks. Acute venter persistent throughout ontogeny. Umbilicus closed. Suture line with incised L, narrow saddle EL, and garland-like incised umbilical saddles.

Description and discussion: The two specimens obtained from the "Upper Gosau" at the Zöttbach section combine the smooth whorls of *Hemitissotia* with the incised saddles of *"Plesiotissotia"*. The persistence of the acute venter on the body chamber is similar to that of Spanish representatives of the genus (e.g. *H. turzoi, H. dullai, "H. cantabrica"*). These have more slender whorls than the Gosau species, with a maximum width at the umbilicus, a less incised suture line, and, probably, also one less umbilical lobe. Figure 10 illustrates parts of the external suture of the holotype. Relationships to the microconch species *H. randoi* of GERTH (1961) cannot be established.

Distribution: *Hemitissotia alpina*, n. sp., is represented by two specimens from levels $d_2$ and $d_4$ of the Zöttbach section. Both are interpreted as being Middle Coniacian in age by the occurrence of *Solgerites* in the level $d_2$. The geographic distribution of the genus is given above.

2.1.2. Selected ammonites from the "Lower Gosau" of Mühlbach.

Two faunas have been collected at the Mühlbach locality (Fig. 6). Both are approximately of the same Lower Santonian age. Only two representative specimens are described here. Detailed description of the Mühlbach ammonite fauna is in preparation.

Family Collignoniceratidae WRIGHT & WRIGHT, 1951
Subfamily Texanitinae COLLIGNON, 1948
Genus *Texanites* SPATH, 1932

Type species: *Texanites texanus* (A. RÖMER).

The age of the so-called "Lower Gosau" at this locality can be determined as Lower Santonian by the occurrence of *Texanites*.

*Texanites quinquenodosus* (REDTENBACHER)
Plate 7, C, B

1858 *Ammonites Texanus* A. RÖMER. — v. HAUER, p. 10, pl. 2, figs. 4—6.
1873 *Amm. quinquenodosus* REDTENBACHER, p. 108, pl. 24, fig. 3.
non 1904 *Schloenbachia quinquenodosa* var. *minuta* LASSWITZ, p. 31, pl. 8, fig. 4 (see *T. "lasswitzi"* YABE & SHIMIZU).
1948 *Texanites quinquenodosus* REDT. — COLLIGNON, p. 69, fig. 2.
1966 *T. quinquenodosus* REDT. — COLLIGNON, p. 128, pl. 510, fig. 2022.

Material: 1 corroded specimen from Mösl, at the confluence of Mühlbach and Brandenberger Ache; leg. KATSCHTHALER, GPII coll.no. P. 8161.

Measurements:

| Dm | WH | WB | WU |
|---|---|---|---|
| ~ 95 mm; | 26 mm (0,27); | ?; | 47 mm (0,50). |

Specific determination of the only available specimen is not difficult, despite its preservation. It has regular spacing and numbers (about 15 per half whorl) of

ribs, with the ribs thickened towards the venter, and equidistant rows of clavi, as in *T. quinquenodosus*. The Gosau specimen is a phragmocone.

The species is Lower Santonian in age, and is known from the Austrian and French Alps. There is one citation of an Upper Santonian (?) age from Madagascar (COLLIGNON, 1966).

Family Pachydiscidae SPATH, 1922
Genus *Eupachydiscus* SPATH, 1922

Type species: *Eupachydiscus isculensis* (REDTENBACHER)

Most ammonites from the Mühlbach fauna belong to this genus, and to its type species as described by REDTENBACHER (1873) from Gosau Beds of Bad Ischl (Salzkammergut).

*Eupachydiscus isculensis* (REDTENBACHER)
Plate 8, A

1873 *Ammonites Isculensis* REDTENBACHER, p. 122, pl. 29, fig. 1.
1894 *Pachydiscus isculensis* REDT. — GROSSOUVRE, p. 185, pl. 22, fig. 1; pl. 37, fig. 1.
1906 *P. Isculensis* REDT. — MÜLLER & WOLLEMANN, p. 9, figs, 1, 2; pl. 7, figs. 1, 2.
1932 *P. isculensis* REDT. — COLLIGNON, p. 51, fig. 5, pl. 3, fig. 4.
1955 *Eupachydiscus isculensis* REDT. — COLLIGNON, p. 32, fig. 4; pl. 4, fig. 1; pl. 6, fig. 1.
1966 *E. isculensis* GROSS. — COLLIGNON, p. 36, pl. 470, fig. 1918; pl. 471, fig. 1918.
*E. isculensis* GROSS. — COLLIGNON, p. 90, pl. 492, fig. 1977.

Measurements:

| | Dm | WH | WB | WU |
|---|---|---|---|---|
| GPII P.8162: | ~ 88 mm; | ~ 33 mm (0,37); | ?; | 23 mm (0,26); |
| | Diameter of the phragmocone ~ 70 mm. | | | |
| Holotype: | 185 mm; | 80 mm (0,43); | 74 mm (0,40); | 50 mm (0,27). |

Description: The illustrated specimen is crushed but typical of the species. It comes from the northern slope of the Mühlbach. This moderately involute specimen is not as large as normal *E. isculensis*, having a phragmocone diameter of only 70 mm. The ornamentation is that of typical *E. isculensis*, however, with about 14 principal ribs originating at the umbilicus, becoming prorsisinuate on the lateral flanks and with a small umbilical tubercle; on the venter the ribs become chevron-like and at the same time thickened. The ribs on the inner whorls bifurcate at the umbilical tubercles; on the outer whorl the tuberculate main ribs alternate with shorter secondaries. Weak constrictions can be observed on the phragmocone.

*E. isculensis* is a relatively widespread, long-ranging species. It is known from the Coniacian, Santonian and Lower Campanian of the Alps, Northern Germany, Southern France, South Africa and Madagascar.

## 2.2. Bivalves
(E. G. KAUFFMAN)

### 2.2.1. Coniacian Inoceramid Bivalves

The Jurassic and Cretaceous members of the cosmopolitan bivalve family Inoceramidae GIEBEL, 1852, are of primary importance in refined biostratigraphic

zonation and regional correlation (see KAUFFMAN, 1975). This is especially so in the Upper Cretaceous, where the Inoceramidae comprise one of the most consistently abundant macrofossil groups, dominating or forming an important component of many Temperate Zone paleocommunities, and being widely represented in small numbers in Tropical Tethyan assemblages. Cretaceous inoceramids show rapid evolutionary rates, comparable to those of co-occurring ammonites (KAUFFMAN, 1970; 1972; 1978). The biogeographic characteristics of inoceramids are of particular importance to their use in biostratigraphy. Between 50 and 75 percent of species have intercontinental or cosmopolitan distribution; this is apparently achieved rapidly, and stratigraphic ordering of species is preserved in widely scattered areas, in association with the same planktonic microbiotas. Large larval production, long planktonic larval life, and a remarkable level of environmental tolerance among larval and adult inoceramids is thought to account for this.

The implications of these dispersal, abundance and evolutionary characteristics among inoceramids are twofold. First, where they are common components of the biota, as documented for example in the North Temperate Jurassic and Cretaceous climatic belts in Japan, northern Eurasia, and the Western Interior of North America, they can be (and to an extent have been) closely integrated with ammonites and planktonic microbiota to form highly detailed zonal systems (e. g. (KAUFFMAN, 1970). Secondly, once refined biostratigraphic systems are constructed on the basis of inoceramids and associated taxa in widely separated areas, these individual systems can be closely intercorrelated due to the wide biogeographic dispersal of inoceramid bivalves (greater than for most ammonites), and a reliable international dating system can be established. Subsequently, stratigraphic sections which bear only a few inoceramids can still be dated and correlated in detail, as is the case in many of the Gosau Basins, and Tethyan deposits everywhere.

The shallow water zones of the Gosau sea, being largely marginal Tethyan (Tropical) environments, did not represent the prime habitat for inoceramids or ammonites, especially shelf environments characterized by rudist frameworks. Both inoceramids and ammonites are sparse or absent through most of the shallow water Gosau facies; where moderately abundant, they occur predominantly in thin zones within deeper water mudstone, marl, shale and flyschoid facies. Previous dating and correlation of these shallow water Tropical facies was primarily based on rudists (KÜHN 1947). The faunas described here from the Gosau serpentinitic sands at Zöttbachgraben and above the Atzl rudist framework, both representing shallow water Subtropical-Tropical facies, are thus unusual in containing moderately abundant inoceramids.

All of the species reported from these two localities are members of intercontinentally distributed lineages; their occurrence in normally unfavorable warm water environments at Gosau is strong testimony to the dispersal potential and broad environmental tolerance of the Inoceramidae during the Cretaceous. All species occur in North America and elsewhere in Europe, and most have African and South American representatives. They are thus highly qualified for dating the Zöttbach and Atzlgraben sequences; the Lower to Middle Coniacian age indicated by the inoceramids stands in conflict with previous dating based on rudists, but closely agrees with ammonite dating (see subsequent discussion).

## 2.2.1.1. Inoceramids of the Northern facies at Zöttbachgraben

### Genus *Inoceramus* J. Sowerby, 1814

*Catillus* Brongniart, 1822; Junior synonym.
*Catillus* Nilsson, 1827; Nom. null.

Type species. — *Inoceramus (Inoceramus) cuvieri* Sowerby, 1814, by subsequent designation (Cox, 1969, p. N315).

Discussion. — The name *Inoceramus* is one of the most inconsistently applied generic designations among the Bivalvia. Its use, even today, varies from that of a very broadly defined "genus" to incorporate virtually all members of the Inoceramidae (many authors); through a taxonomic middle ground where it is one of several genera recognized among the Inoceramidae, but even as restricted in this way still incorporates a broad variety of forms (e. g. Cox, 1969, in Moore; Seitz, 1934, 1961, 1965, 1967, 1970); to its use as a genus in the very restricted morphological sense within a classification of multiple "genera" separated by only slight morphological differences (e. g. Heinz, 1932). The confusion which surrounds the use of *Inoceramus*, and of other generic and subgeneric names within the Inoceramidae as well, stems from two major factors: (a) The systematics of the Inoceramidae have been formulated almost entirely on exterior shell morphology, and there seems to be a tremendously complex evolutionary mosaic of external shell characters, singly and in combination. Shell character suites on the one hand commonly merge into each other in space and time without clear breaks, and on the other hand, they are commonly repeated two or more times in the Mesozoic stratigraphic succession in a disjunct manner, without clear phylogenetic succession. The discovery, in recent years, of widespread evolutionary convergence and parallelism among distinct phylogenetic lineages of Inoceramidae has cast doubt on the validity of various existing systems of inoceramid taxonomy that almost exclusively employ exterior shell characters in classification; (b) A major study of inoceramid interior shell morphology related to the musculature, ligamenture, hinge plate, and less common characters (Kauffman, in preparation) has demonstrated that several phylogenetically related lineages of inoceramids (subfamilies, genera, subgenera) can be determined and related through time on the basis of interior shell morphology. Interior morphology is evolutionarily far more conservative than exterior characters. Classification based on interior shell features commonly contradicts that based solely on exterior shell features, supporting the contention that external homeomorphy, parallelism, and convergence are widespread in the Inoceramidae. A new classification of the Inoceramidae, combining exterior and interior shell features, is sorely needed, and in all probability will not agree closely with existing systems based primarily on exterior shell features. In the interim, the system of classification suggested by Cox (1969), with modifications after Seitz (1961, 1965, 1967, 1970), seems to represent an acceptable middle ground; this system comes closest to that suggested by interior shell features, and is applied in this paper with new modifications suggested for each studied genus or subgenus.

The generic and subgeneric concept of *Inoceramus* Sowerby, 1814 utilized by Cox (1969) is one which ongoing studies of interior shell morphology still find to be much too broad. Included as synonyms of *Inoceramus (Inoceramus)* by Cox

are such genera as *Haploscapha* CONRAD 1872 (genotype *H. capax* CONRAD), erected to include what have proven to be early evolutionary ancestors of *Cremnoceramus* COX, 1969 (genotype *C. inconstans* WOODS); all of these have musculature and ligamenture which is very distinct from that of *Inoceramus cuvieri* SOWERBY, the genotype of *Inoceramus*. Also placed in synonymy with *Inoceramus (Inoceramus)* are *Cricoceramus* and *Platyceramus*, erected by HEINZ (1932) as nomina nuda, but utilized many times in print subsequent to that time by HEINZ, and by SEITZ (ibid., above) and generally accepted by inoceramid specialists as valid genera or subgenera. There is much sympathy toward retaining HEINZ's names which have been subsequently used, and for updating the formal autorship of each, as was done by COX (1969) with *Cremnoceramus* COX (non HEINZ, 1932, nom. nud.).

*Inoceramus (Inoceramus)* therefore needs to be redefined in a more restricted sense. Since true *Inoceramus (Inoceramus)* occur in the Gosau fauna, this is attempted below on the basis of studies of hundreds of well preserved specimens in Europe and North America which belong more strictly to the *I. cuvieri-I. lamarcki* lineage around which the genus is centered, and which allow observation of both interior and exterior shell features.

D e s c r i p t i o n. — Shell attaining moderate size for genus, adults normally between 5 and 15 cm in height, rarely exceeding 50 cm; moderately to highly inequivalve; left valve most inflated, with stronger development of shell surface features and more projecting, incurved beaks and umbos. Maximum inflation dorsocentral on disc. Shell suberect to moderately prosocline, height normally one-fourth to one-half greater than length. Outline subrectangular to ovate; anterior flank flattened to concave, truncated with broad pseudolunule developed in many species. Ventral margin moderately and asymmetrically rounded; posterior margin broadly rounded, becoming straight or slightly concave to moderately concave at junction with auricular sulcus; sulcus broad and shallow to moderately deep and well defined, separating flattened, subtriangular to alate posterior auricle from disc. Dorsal margin straight, of moderate length, paralleling upper margin of ligamental plate for entire length. Very small anterior auricle present below beaks in many species. Beaks narrowly rounded, slightly to greatly projecting. Beak, umbo moderately to highly inflated, prosogyrous, incurved over hinge line. Commissure sinuate and slightly gaping along dorsoanterior margin, forming narrow byssal slit.

Posteroventrally trending sulcus or flattened zone on shell surface developed just posterior to broad, low umbonal fold along growth axis; where well defined (as in *I. lamarcki*), posteroventral sulcus deep, moderately narrow, forming indentation on posteroventral margin at their intersection. A low to moderately elevated posterior fold lies between auricular and posteroventral sulci. Adult ornamentation normally consisting of alternating rugae and growth lines. Rugae irregularly to subregularly distributed, prominent and elevated, to (more commonly) broad and low. Growth lines closely and subregularly spaced between and over rugae, flat (lamellae) to raised. No external radial ornamentation.

Ligamental plate moderately to greatly thickened; ligament attachment surface steeply inclined. Ligament multivincular; resilifers numerous, well defined, moderately excavated, subrectangular, with height greater than width, separated

by narrower, subrounded raised platforms. Ligament attachment area extends from tip of posterior auricle to a point beneath and slightly anterior to beaks (where small anterior auricle developed). Umbonal septum curved, thick, not prominently notched, of moderate size. Subumbonal cavity of moderate depth. One, rarely two small pseudoteeth may be developed at anterior edge of umbonal septum; separating it from small anterior auricle, where developed. Musculature consisting typically of a narrow, laterally elongated, weakly impressed, boat-shaped posterior adductor muscle impression situated near to posteroventral margin; pallial line entire or nearly entire, 1—2 cm in from commissural margin; a small byssal retractor muscle developed in some species dorsoanteriorly, near pallial line and opposite byssal slit; a prominent pedalbyssal muscle was attached to the underside of the umbonal septum in many species, leaving a prominent 'scar'. Radial tracks of the adductor and mantle suspender (pallial) muscles are commonly preserved. Nacreous inner shell layer thin; prismatic outer layer somewhat thicker over most of shell, becoming greatly thickened dorsally near the hinge line.

Among the Coniacian inoceramids of the Brandenberg Basin, *Inoceramus (Inoceramus) koegleri* ANDERT and *I. (I.) inaequivalvis* SCHLÜTER clearly fit the restricted concept of *Inoceramus,* whereas "*I.*" *rotundatus* FIEGE and "*I.*" *waltersdorfensis* ANDERT retain some *Inoceramus* characters (erect form, inequivalve shells, basic ornamentation) but, in addition, develop ancestral characteristics of the geniculate genus *Cremnoceramus,* to which they are tentatively assigned (subsequent discussion).

### *Inoceramus (Inoceramus) koegleri* ANDERT
Plate 9, figures I, J, K, O, Q, R.

*Inoceramus koegleri* ANDERT, n. sp., 1911, p. 57; pl. 1, fig. 6; pl. 5, fig. 6. 1934, p. 117, 118, 142, text-fig. 3.

M a t e r i a l. — Two well preserved small to medium-size adult right valves, one with the shell nearly complete, one with half of the shell preserved on the internal mold; one nearly complete left valve with most of shell preserved on the mold, laterally somewhat crushed, top of umbo missing.

D e s c r i p t i o n. — ANDERT (1911, 1934) provides general descriptions, but the species has not been treated yet in detail. Measurements of Brandenberg specimens given in Table 1. Moderately small size from genus; moderately inequivalve and biconvex; left valve larger, more inflated, with more projecting beak-umbo. Outline subquadrate (right valve) to elongate-subovate (left valve) (Pl. 9, J, R). Hinge line posterior, of moderate length, straight. Anterior margin nearly straight to slightly concave, especially below beaks. Ventral margin slightly to moderately curved, flattened posteroventrally at junction with broad, shallow postumbonal sulcus. Posterior margin slightly concave below auricle at intersection with shallow auricular sulcus, becoming convexly curved on posterodorsal edge of auricle. Both valves highly inflated, left valve moreso; maximum inflation dorsocentral near base of umbo. Anterior face steep, markedly truncated, slightly concave; ventral, posterior slopes moderate, flattened in postumbonal sulcus and on moderate size, triangular, well defined posterior auricle (Pl. 9, J, K). Prominent

break in slope below midshell, one-third the height from the ventral margin; angle of slope change 38—48°. Low, rounded, radiating folds developed between anterior face and main body of shell, medially (umbonal fold) along growth axis, and between shallow postumbonal and auricular sulci. Beaks terminal, anterior, bluntly pointed; beak-umbo strongly prosogyrous, with anteriorly curved axis. Beak-umbo moderately curved inward to hinge line, markedly projecting anteriorly (especially on left valve), but not much dorsally.

Ornamentation (Pl. 9, J, K, R) consisting of coarse, small to medium size, subregularly to (normally) irregularly developed and subevenly to (normally) unevenly spaced, asymmetrical rugae with subangular to narrowly rounded crests and steep distal faces. Low raised lamellate growth lines lie over and between rugae; lines small and subregular over umbo, becoming coarser, unequally raised but still evenly spaced over main body of shell. Growth line trace diagnostic; irregular, bent strongly over all folds, becoming flat to slightly concave (outward) in sulci, gently convex in curvature elsewhere.

Prismatic shell layer preserved only; very thin over midshell (< 0.5 mm) becoming thicker on anterior face, over coarse ventral rugae, and on wing (1—2 mm); prismatic layer markedly thickened in area of hinge plate. Hinge plate characteristic for *Inoceramus* ss.; hinge plate of right valve extends just anterior to beak as a small pointed "ear", with an inward projecting extension of the anterodorsal margin, forming a V-shaped notch below beak at the beginning of the ligament attachment surface; this surface deeply inset in a V-shaped groove running parallel to the overhanging edge of the dorsal margin; ligamental surface bearing numerous, small, moderately incised, close-set, subrectangular, vertically elongated resilifers separated by much narrower, small rounded ridges. Small umbonal septum with weak notch present below beak of left valve to receive ear-like projection of right valve, marking dorsal edge of sinuous byssal slit between concavely curved commissure of left valve, and convexly curved commissure along anterior face of right valve. Musculature unknown.

R e m a r k s. — This species is a Coniacian representative of the *Inoceramus (Inoceramus) lamarcki* species group. Of the many similar and closely related forms in the group, *I. koegleri* ANDERT (1911, pl. 1, fig. 6; pl. 5, fig. 6) is the one which appears to encompass the Brandenberg Greensand species. This Middle Turonian-Coniacian form is closely similar to our specimes in size, shape, convexity, inclination of the shell and beak, growth line trace, development of the auricle and sulci, and in the basic nature of the ornamentation. The best specimen among ANDERT's syntypes (1911, pl. 1, fig. 6), here chosen as the l e c t o h o l o t y p e, has more regular development of rugae than the Gosau specimens or the Turonian form illustrated by ANDERT (1911, Pl. 5, fig. 6), but this difference is not significant in light of the close similarity of all other structures. Both of ANDERT's specimens are internal molds which only show a few coarse raised growth lines between the rugae (as do the Gosau forms where the shell is stripped off), and not the fine raised growth lines seen on the shell exterior of the Austrian specimens. ANDERT does not illustrate a left valve, which is described here for the first time.

Several specimens of this species, wholly or nearly identical with the Gosau specimens from the Brandenberg Basin, are to be found in the British Museum of Natural History collections (BM 80580, L 80190, L 4776, and questionably

L 33878, L 78946, L 78949). Additional specimens occur in the Sedgwick Museum, Cambridge (SM-B-7239, 7241, 7202, 7240). These come dominantly from the *Holaster planus* zone (Upper Turonian, Lower Coniacian) but range up into the *Micraster cortestudinarium* zone (Lower Coniacian) and downward into the *Terebratulina lata* zone (Middle Turonian), in the upper part of the English Middle Chalk, in the Chalk Rock, and in the lower part of the Upper Chalk. This agrees well with the age of the species given by ANDERT (1934, p. 48, 49) in Germany, and is compatible with the Lower Coniacian age of the associated Inoceramidae in the Brandenberg Basin.

Closely similar and related forms include erect variants of *I. cuvieri* SOWERBY such as those illustrated by WOODS (1911, text-fig. 77, 81) (not like the type of *I. cuvieri*), variants of *I. lamarcki* PARKINSON (e. g. WOODS, 1911, pl. 52, fig. 4a-c; TRÖGER, 1967, pl. 5, fig. 9; pl. 6, fig. 6; subsp. *stumckei* HEINZ), *I. inaequivalvis* SCHLÜTER (e. g. FIEGE, 1930, pl. 5, fig. 1; HEINZ, 1933, pl. 18, figs. 1a-c; TRÖGER, 1967, pl. 7, Figs. 1, 2. 6), *I. madagascarensis* HEINZ (1933, pl. 20, fig. 2); *I. winkholdioides* ANDERT (1934, pl. 8, figs. 1a, b), and *I. ernsti* HEINZ (1933, pl. 19, fig. 1; TRÖGER, 1967, pl. 14, figs. 1—4, 6).

*Inoceramus koegleri* can be distinguished from erect, narrow variants of *I. cuvieri* s. l. SOWERBY (e. g. WOODS, 1911, text-figs. 77, 81) by its smaller, more closely and irregularly spaced, and more elevated angular rugae; by its much finer concentric lamellae; much more irregular, angled growth line trace; and by its marginal outline, and less projecting beaks and umbos. *Inoceramus cuvieri* is a Middle Turonian ancestral form to the group.

Typical *I. lamarcki* (WOODS, 1911, text-fig. 63) has a much more prominent, posteriorly projecting auricle, deeper auricular and post-umbonal sulci, greater valve convexity, and lacks midventral flattening of the growth line trace. The variants of *I lamarcki* closets to *I. koegleri* are those of WOODS (1911, pl. 52, figs. 4a-c) which differ in being more convex, having a regularly rounded growth line trace without a postumbonal sulcus, having a larger more prominent posterior auricle and auricular sulcus, and more regular rugae. *I. lamarcki stumckei* HEINZ (TRÖGER, 1967, pl. 5, fig. 9; pl. 6, fig. 6) has a more erect beak, an expanded anterior flank, more regular rugae, and lacks the postumbonal sulcus with its characteristic flattening and angulation of the growth line trace.

*Inoceramus inaequivalvis* SCHLÜTER (references below) is a very closely related, mainly Turonian member of the lineage and is similar in size, general shape, and convexity. It differs from *I. koegleri* in having fewer, more widely spaced, less prominent and commonly incomplete rugae; in having a more rounded growth line trace which lacks the strong angulations and posteroventral flattening (although these trends are subtly developed in many specimens of *I. inaequivalvis*); in not having a shallow post-umbonal sulcus, but rather a subtle flattening of the disc in this area; in having a more erect beak and umbo, and coarser growth lines. *Inoceramus madagascarensis* HEINZ (1933, pl. 20, fig. 2) from the Middle Coniacian is different in many of the same respects, and in addition has equal widely spaced rugae, coarser growth lines, a more rounded growth line trace, and a smaller posterior auricle. It may be derived from *I. koegleri.*

*Inoceramus ernsti* HEINZ (see TRÖGER, 1967, pl. 14, fig. 6) and *I. winkholdioides* ANDERT (1934, pl. 8, figs. 1a, b) are both younger Coniacian forms which

are closely related to and probably descended from *I. koegleri,* especially in the nature of the growth line trace, post-umbonal sulcus, and nature of the rugae. However, both are broader species lacking an anterior truncation and with the mid-anterior flank projecting in front of the beaks. Both have more regular, and (on the umbone) coarser and more angular rugae. Their beaks and umbos are notably more erect than on *I. koegleri,* and the auricles smaller and less flared posteriorly. *Inoceramus ernsti* is markedly more convex, larger, and has a more prominent midshell slope change (see HEINZ, 1933, pl. 19, figs. 1a, b). Many other members of the *I. lamarcki* species group are related and superficially similar, but they differ in even greater detail from *I. koegleri.*

A g e i m p l i c a t i o n s. —*Inoceramus koegleri* is assigned an age range of "Upper Turonian" (units Alpha, Beta) and "Lower Emscherian" by ANDERT (1934, p. 48, 49), which equates to the Upper Turonian through lower Middle Coniacian of North America, and as here suggested, for Europe as well (see subsequent discussion). The range of the species in England is Middle Turonian through Lower Coniacian (*lata-cortestudinarium* zones), being most abundant in Upper Turonian-Lowest Coniacian strata. In North America, the species is known from the upper Middle Turonian (Codell Sandstone of Colorado) through the Lower Coniacian (Upton Sandstone, Coalville, Utah). These ages agree remarkably well, and suggest the species may be very useful in regional correlation.

T y p e s. — Hypotype (Pl. 9, I, J) right valve with shell complete, BSP 1970 XVIII 23; Hypotype (Pl. 9, K), right valve with incompletely preserved shell, BSP 1970 VII 24; Hypotype, left valve (Pl. 9, O, Q, R) BSP 1970 XVII 25.

### *Inoceramus (Inoceramus) inaequivalvis* SCHLÜTER
Plate 9, E, F, H; Plate 10, B.

? *Inoceramus striatus* MANTELL; GOLDFUSS, 1840 (part), p. 115, pl. 112, figs. 2a, b.
*Inoceramus inaequivalis* SCHLÜTER, 1877, p. 265; ? PETRASCHECK, 1903, p. 162; pl. 5, figs. 1, 8; SEITZ, 1922, p. 103, fig. 7; ? HEINZ, 1928a, p. 72 („var." *falcata*); FIEGE, 1930, p. 33—34; MITURA, 1957, p. 277, pl. 27, figs 3a—c; BRÄUTIGAM, 1962, p. 195, pl. 11; ? TSAGARELI, 1963, p. 79, pl. 5, fig. 3.
? *Inoceramus lamarcki* PARKINSON; WOODS, 1911, text-fig. 66 only.
*Inaequiceramus inaequivalvis* SCHLÜTER; HEINZ, 1933, p. 246, pl. 18, figs. 1a—c.
*Inoceramus inaequivalvis inaequivalvis* SCHLÜTER; TRÖGER, 1967, p. 79—82, pl. 7, figs. 1, 2, 6.

M a t e r i a l. — Two nearly complete internal molds of small adult left valves, tips of auricles broken, with much shell adhering to the umbonal areas.

D i a g n o s i s. — FIEGE (1930), HEINZ (1928a, 1933) and especially TRÖGER (1967) provide detailed descriptions of the species and good illustrations.

Measurements for Brandenberg specimens given in Table 1. Attaining moderate size for genus, moderately biconvex, left valve slightly larger and more inflated, with markedly larger, more projecting beak and umbo; maximum convexity dorsocentral. Outline erect subquadrate (Pl. 9, H). Hinge line short, straight. Anterior margin slightly concave below steep, truncated anterior face of shell; ventral, ventroposterior margins evenly, moderately curved. Small, triangular posterior auricle, flattened, with slightly concave posterior margin, separated from disc by

shallow indistinct auricular sulcus. Umbonal fold poorly defined, low, rounded, with flank flattened somewhat just posterior to it. Beak terminal-anterior, pointed; beak-umbo suberect, inflated,slightly prosogyrous, curved strongly inward toward hinge line. Ornament of crowded, equally developed, evenly spaced, small to moderate size, prominent raised growth lines on umbo (see FIEGE, 1930, pl. 5, fig. 2) becoming larger, somewhat more widely spaced, less distinct ventrally (Pl. 9, H). Low rounded rugae, unequally developed and commonly incomplete, moderately and subevenly spaced, characterize adult ornament. Growth line trace subrounded, slightly flattened posteroventrally. Anterior commissure slightly sinuous, marking narrow byssal slit(?). Shell thin over disc, thickening somewhat toward edges, becoming moderately thick at hinge plate. Resilifers numerous, vertically elongated, shallow, separated by narrow ridges. Musculature and nature of other hinge features unknown.

R e m a r k s. — This small adult valve has all of the normal characters of *I. inaequivalvis* as currently defined (broad concept). It matches perfectly the shape, convexity, auricle development, and characteristics of the rugae on TRÖGER's 1967, pl. 7, fig. 6) and HEINZ's specimens (1933, pl. 18, and figs. 1a-c), which however are wholly internal molds lacking the fine aspects of the ornamentation. The juvenile ornament is well shown by FIEGE (1930, pl. 5, fig. 2) and TRÖGER (1967, pl. 9, figs. 1, 2) and is similar though somewhat finer than on the specimen from Brandenberg. The Gosau specimen has some small rugae on the lower umbone, atypical but known for the species, and is slightly narrower than HEINZ's but not TRÖGER's examples.

*Inoceramus madagascarensis* HEINZ is the most closely similar species in the *I. lamarcki* species group, to which this belongs, but is broader, more inflated, with coarser and more regularly developed rugae and growth lines.

This species is remarkably convergent on the Cenomanian lineage of *Inoceramus pictus* and in particular forms like *I. pedalionoides* NAGAO & MATSUMOTO (1939, pl. 26, figs. 8, 9) and *I. heinzi* SORNAY (1965, pl. B, fig. 4; text-fig. 3).

E c o l o g i c a l o b s e r v a t i o n s. — The mytiloid shell shapes, strongly truncated and slightly worn anterior face, and hint of a small slit strongly suggest that the species lived anterior face down against the substrate, slightly tilted on the heavier, larger left valve, weakly attached by byssal threads to sediment grains, shell fragments or even larger firm substrates. The thin shell is not much broken and has not been moved far from its habitat. No epibionts or borings were observed.

A g e i m p l i c a t i o n s. — *Inoceramus (Inoceramus) inaequivalvis* SCHLÜTER is mainly a Turonian species. HEINZ (1933) and MITURA (1957) report it from the Lower Turonian, TRÖGER (1967) from the lower part of the Middle Turonian of Central Europe, and TSAGARELI (1963) from the Upper Turonian of Dagastan. WOODS (1911) illustrates similar forms (as *I. lamarcki*) from the Middle Turonian *Terebratulina lata* zone of the English Middle Chalk. FIEGE, however (1930, p. 34) notes that whereas the species is typically Turonian, it does range into the "Schloenbachi-Schichten". "*Inoceramus*" *schloenbachi* (equated by many workers with "*I.*" *deformis* MEEK but lying above it in North America lies, in the upper part of the "Upper Turonian" of middle Europe (sensu SEITZ, 1959; TRÖGER, 1967) in beds which can now be shown to be lower and lower Middle Coniacian

in age (subsequent discussion). There may be several stratigraphically useful species and subspecies incorporated into the broad concept of *I. inaequivalvis* currently used, but these have not yet been determined, and it is necessary to consider the age-range of the "species" (or plexus) to be Lower Turonian through lower Middle Coniacian at present. The occurence of this species with a more characteristic Lower Coniacian inoceramid assemblage in the serpentine greensand sequence of the Brandenberg Gosau is therefore wholly compatible.

Type. — Hypotypus, BSP 1970 XVII 21/22, left valves.

## Genus *Cremnoceramus* Cox, 1969
## (non Heinz, 1932, nom. nud.)

Type species: *Cremnoceramus inconstans* (Woods); see Woods, 1911, pl. 51; figs. 3a-c; Text-figs. 42, 43, 45; Typical specimens.

Description. — Shell attaining large size (30 cm), normally 5—20 cm height. Slightly to (rarely) moderately inequivalve, with left valve more inflated, having slightly-moderately more projecting beaks, umbos. Both valves moderately to strongly geniculate (30—90°), usually 5—10 cm below beak; moderately to highly biconvex with maximum inflation subcentral, on point of geniculation. Outline subrounded to subovate, with straight moderately long dorsal margin — the hinge line (ligamental plate), slightly to moderately rounded anterior, posterior margins, moderately and unevenly rounded ventral and ventroposterior margins. Dorsoposterior margin straight to slightly concave at intersection with auricular sulcus. Beak bluntly rounded, slightly (normal) to greatly projecting; umbo inflated; beak, umbo moderately prosogyrate to suberect; shell prosocline. Posterior auricle weakly defined in many species, less commonly moderately defined; subtriangular, moderately flattened, and separated from disc by a weak to moderately deep auricular sulcus. Posterior flank of low umbonal fold flattened but rarely sulcate. Ornamentation distinct between juvenile, adult, and gerontic stages. Juvenile ornamentation to 1—2 cm height consisting of small, closely spaced, subequal rugae or prominent raised growth lines. Adult ornamentation prior to geniculation of shell typically alternating small regular rugae and raised subregular growth lines. Rugae become larger, more prominent with age, before and across the geniculation, and growth lines less regular and larger. Gerontic ornamentation on steep flanks of geniculate part of shell consisting of large, low rounded, irregularly scattered rugae, or smooth flanks bearing only fine growth lamellae.

Musculature well defined: pallial line entire, a broad band of muscle attachment, slightly sinuous, swollen posteroventrally near commissure into a large, elongate, canoe-shaped posterior adductor that in some species is divided into two (catch and quick?) portions. No pedalbyssal musculature known. Shell moderately thick, mainly in prismatic layer, becoming very thick near and along ligamental plate. Umbonal septum broadly curved without distinct notch; moderately thick, with subumbonal cavity well defined. Ligamental plate thick, broad, gently inclined to commissure, bearing numerous vertically elongated, moderately deep rounded resilifers separated by narrower rounded platforms. Ligamental area extends below beaks from tip of posterior auricle and, in some species slightly anterior to beaks on small anterior auricle.

Remarks: The rounded form, three-fold ornamentation pattern, adult geniculation of the shell subequally developed on both valves, and broad well defined muscle attachment areas distinguish this genus. In the Gosau inoceramid faunas only the probable ancestral stocks of *Cremnoceramus,* the "*Inoceramus*" *rotundatus* and "*I.*" *waltersdorfensis* groups, are present. Both have been questionably placed in *Cremnoceramus* even though they combine characters of this genus and true *Inoceramus* because both are directly ancestral to lineages which bear all the generic characteristics of *Cremnoceramus.* The "*I.*" *rotundatus* plexus gives rise to *Cremnoceramus erectus* and *C. deformis* in the Coniacian, and "*I.*" *waltersdorfensis* gives rise directly to forms that have been classified by Woods (1911) as *C. inconstans,* the genotype.

*Cremnoceramus? waltersdorfensis hannovrensis* (Heinz)
Plate 9, D, G.

*Inoceramus latus* (part) Fiege, 1930, p. 37, 38, pl. 5, figs. 12, ? 15.
*Inoceramus hannovrensis* Heinz, 1932, p. 29.
*Inoceramus waltersdorfensis* Andert, 1934 (part), pl. 4, figs. 2a, b; ? Tsagareli, 1963, pl. I, fig 1.
*Inoceramus waltersdorfensis hannovrensis* Tröger, 1967, p. 117—120, pl. 12, figs. 3, 4; pl. 13, figs. 6—9.

Material. — A single, complete, internal mold of a young adult right valve with the shell intact over the anterior one-quarter.

Diagnosis. — Tröger (1967, p. 117—120) gives a detailed description of the species based on numerous specimens. Measurements given in Table 1 for Brandenberg Gosau specimen. Small, suberect to somewhat prosocline shell with subquadrate to subtrapezoidal outline (Pl. 9, D). Anterior margin straight to slightly concave or slightly convex with flattened, truncated, steep anterior flank separated from disc by low fold. Ventral, posterior margins moderately and evenly rounded, gently sloping; posteroventral margin and corresponding position of growth line traces across shell markedly flattened. Trace of growth lines obtusely angulated on either side of this flattening in shell outline. Hinge line straight, moderately long. Small, flat, subtriangular posterior auricle present with rounded dorsoposterior margin; auricle separated fom disc by moderately shallow subsymmetrical sulcus. Valve moderately convex, maximum inflation dorsocentral. Beak terminal-anterior, only slightly projecting above hinge line, bluntly pointed to narrowly rounded; beak-umbo slightly prosogyrous, moderately inflated. Ventral, posterior flanks display prominent break in slope (35°) on distal one-third to one-fourth of shell, below which slope steepens, and ornament becomes irregular. Umbonal ornament consisting of small, equal, closely and evenly spaced, strongly elevated, narrowly rounded growth lines without rugae (Pl. 9, D). Mid-shell, ventral, and posterior ornament of moderately strong, subequally spaced, unequally developed, asymmetrically rounded rugae between and over which are numerous faint, fine raised growth lines, rare to moderate numbers of subequally to unequally spaced coarse growth lines, and fine, flat subequal lamellae (on outer shell surface). Anterior flank with only faint ornament. Very slight flexure of commissure below beak marks probable position of narrow byssal slit. Musculature

and ligamenture as yet unknown. Prismatic layer very thin over disc (< 0.5 mm), thickening to about 1 mm at hinge and over prominent rugae, which mark adult break in slope. Nacreous layer not preserved in Gosau specimen.

Remarks: — *Cremnoceramus ? waltersdorfensis* and its subspecies are clearly phylogenetically related to *C. ? rotundatus* FIEGE (= *Inoceramus erectus,* early form, of KAUFFMAN, 1966) and are very close to it morphologically (comp. TRÖGER, 1967, pl. 12, figs. 1—4 with figs, 5, 6). Both have been previously assigned to *Inoceramus* SOWERBY but show more dominantly the general characteristics of *Cremnoceramus* COX, 1969 (ex. HEINZ, 1932, p. 13) — an erect, subrhombic shell, a weakly convex early growth stage with fine subregular ornamentation, and an abrupt slope change during early to mid-adult growth marked by a subangular prominent ruga beyond which the ornament changes markedly, becoming irregular and commonly comprised of coarser rugae and sparse raised growth lines. Assignment to this genus, near its point of origin, is substantiated by the fact that *C? waltersdorfensis* and *C? rotundatus* in North America lie at the base of a seemingly graded evolutionary series through *C. erectus erectus, C. erectus* (late form of KAUFFMAN, 1966), *C. deformis* and subspp., *C. browni,* and *C. schloenbachi* s. s. in one phylogenetic line, and toward *C. inconstans woodsi* and *C. inconstans inconstans,* the type species of *Cremnoceramus,* in the other. All occur in the Niobrara Formation and stratigraphic equivalents in the Western Interior United States.

The Brandenberg specimen is nearly identical to the right valves illustrated by TRÖGER (1967, pl. 12, fig. 3) and ANDERT (1934, pl. 4, fig. 2a, b), differing slightly from ANDERT's specimen in having a more truncated anterior face and stronger umbonal ornament, and from TRÖGER's specimen in having a less inflated, somewhat less projecting beak and umbo, more extensive development of the umbonal ornament, and a more rounded growth line trace. These are minor differences well within the range of variation in inoceramid species populations.

*Inoceramus incertus yubariensis* NAGAO & MATSUMOTO (1939, pl. 6, figs. 1a-c) is a very closely related, possibly conspecific form from the Middle Coniacian through Santonian of Japan. It differs from *C? waltersdorfensis hannovrensis* primarily in having a more inflated, blunter, beak-umbo area, a somewhat more convexly curved, less truncated anterior face, and more extensive continuation of fine, equal, raised growth lines over the rugate portion of the shell. The mid-adult slope break is not as marked (24°).

*Cremnoceramus? waltersdorfensis waltersdorfensis* ANDERT (TRÖGER, 1967, pl. 12, figs. 1, 2; ANDERT, 1934,pl. 4, figs. 4—6 are typical) has coarser and more distant raised umbonal growth lines which continue through growth without marked change, becoming gradually longer over the entire shell. Rugae are sparse and low, or absent, the apical angle broader, and the anterior margin flared outward and not strongly truncated.

This characteristic species group appears to be nearly cosmopolitan during the Cretaceous and is an excellent biostratigraphic index to the Turonian-Coniacian boundary zone.

Ecological observations. — The entire nature of the fragile valve suggests it has not been transported far from its normal habitat. The truncated and somewhat worn anterior face, and the suggestion of a byssal slit, infers

that the species probably lay tightly against the substrate in a suberect growth position (inclined left, toward the heavy valve), attached by a thin row of byssal threads to shell fragments or sediment grains — the only known hard substrates in the Greensand unit — possibly those slightly below the sediment-water interface. No "sediment line" or epibionts are preserved which might indicate whether or not the shell was semi-infaunal and partially embedded in sediment.

Age implications. — Both TRÖGER's (1967) and ANDERT's (1934) specimens come from the North German "Upper Turonian". ANDERT records the conspecific specimen (pl. 4, figs. 1a, b) from units Alpha and Beta. TRÖGER indicates the subspecies ranges from about the Beta level (only questionably below) to the top (unit Gamma) of the "Upper Turonian". These zones equate to the North American uppermost Turonian (Alpha unit) and Lower Coniacian (units Beta, Gamma) based on inoceramid correlations and ammonite-foraminifera age determinations (i. e. highest occurrence of *Prionocyclus* to lower range zones of *Forresteria* and *Barroisiceras*). The known range of the species in the Western Interior United States, where these inoceramids are currently under study, is uppermost Turonian (top few meters) and lowest Coniacian (basal 1—2 meters); further study may demonstrate a more extensive range.

Type specimen. — Hypotype, right valve, BSP 1970 XVII 20.

## Genus *Mytiloides* BRONGNIART, 1822

Genotype: *Mytiloides mytiloides* (MANTELL): 1822, p. 215, pl. 27, fig. 3; pl. 28, fig. 2.

Remarks: KAUFFMAN and POWELL (1977, p. 71—78) have provided extensive arguments for elevating *Mytiloides* to genus rank, and have redescribed the genus and the type species in detail. The reader is referred to this work.

### *Mytiloides africanus* (HEINZ)
Plate 9, figs,. L, P,

*Inoceramus africanus* HEINZ, 1930, in BESAIRIE, H., p. 128.
*? Inoceramus labiatus* HEINZ, 1929, p. 56, pl. 5, fig. 25.
*? Inoceramus patootensis* HEINZ, 1929, p. 687, figs. 6a, 6.
*? Inoceramus inconstans inconstans* (part) FIEGE, 1930, pl. 5, fig. 17.
*Mytiloides africanus* HEINZ, 1933, p. 249, 250, pl. 21, figs. 3, 4.
*Inoceramus fiegei mytiloidiformis* TRÖGER, 1967, p. 108—110, pl. 11, fig. 4, pl. 13, figs. 16, 18.

Material: — A single adult composite mold of a complete right valve with small fragments of shell adhering.

Diagnosis: — HEINZ (1930, 1933) describes the species in detail based on a greater number of specimens. Measurements of Gosau specimen given in Table 1. Moderate size; outline inclined elongate-ovate (Pl. 9, P), moderately prosocline; anterior, posterior margins gently, evenly rounded; ventral margin moderately rounded; hinge line straight, with only slightly thickened hinge plate. Posteroventral margin slightly flattened, marking position of irregular flattening of growth line trace, and of shell flank just posterior to broadly rounded fold

(Pl. 9, P). No distinct auricles. Moderately biconvex, maximum inflation dorsocentral; anterior flank steep, subtruncated below beak along upper half; other flanks moderately sloping. Beak terminal, anterior, moderately prosogyrous, narrowly rounded; beak, umbo inflated, slightly projecting above and anterior to hinge line. Juvenile ornament to 17 mm axial length consisting only of close-set, slightly raised, rounded, evenly developed and equally spaced growth lines; adult ornament of rounded asymmetrical (steep ventrally), moderately prominent concentric rugae, subequally spaced, becoming gradually coarser and more widely spaced with growth; rugae slightly irregular along posteroventral flattened area on disc (Pl. 9, P). Three to five subequal, prominent, raised growth lines lie between successive rugae; raised growth lines also cover rugae. Musculature, hinge and ligament structures, and nature of byssal slit unknown; presumed typical of *Mytiloides* (e. g., *M. labiatus* lineage; KAUFFMAN & POWELL, 1977).

R e m a r k s : — HEINZ (1943, pl. 21, figs. 3, 4) shows that the species varies somewhat in form, from narrow, subtly ornate, mytiloid forms, to broader, more ornate forms like the Gosau specimen. Flattening of the growth line trace posteroventrally is somewhat more pronounced on this specimen than on HEINZ's Madagascar forms, but otherwise they are identical.

*Inoceramus fiegei mytiloidiformis* TRÖGER (1967, p. 108—110, pl. 11, fig. 4; pl. 13, figs. 16, 18) is of the same general age range and appears to be nearly identical to the extent that the two species can be compared from his photograph and drawings. TRÖGER's holotype (1967, pl. 11, fig. 4) is identical in shape, size, and ornament except that the rugae appear to become less prominent ventrally, and the regular intercalated growth lines slightly coarser with age as compared to the Austrian and Madagascar specimens. But these are slight differences, and well within an inoceramid species population.

Other questionable comparisons cited in the synonymy are made with published illustrations that are suggestive of conspecific relationships; but the illustrations are of poorly preserved specimens or are themselves inadequate to make certain comparisons. HEINZ's suggestion (1933, p. 249) that *Inoceramus mytiloides* GOLDFUSS (1840, p. 118, pl. 113, fig. 4a) is conspecific is rejected; this specimen appears to be the Lower Turonian *Mytiloides mytiloides* as redefined by SEITZ (1934, p. 435—448, pl. 36, figs. 1—4; pl. 37, figs. 4, 5). It is clearly narrower, more arcuate (labiatoid) in form, and has closer, more regular rounded rugae which do not show a posteroventral flattening in their growth trace.

A g e i m p l i c a t i o n s. — *Mytiloides africanus* is listed from the entire Coniacian of Madagascar by HEINZ (1933, p. 255) with questionable extension into the uppermost "Upper Turonian" (German usuage) (*Inoceramus ernsti* zone; Lower Coniacian of America) and into the younger Senonian, to the Maastrichtian (doubtful). It is most common in and probably restricted to the "Emscherian" or Coniacian, of Europe. The synonymous *Inoceramus fiegei mytiloidiformis* TRÖGER is known only from the lower part of the "Upper Turonian" (German usage; α, β levels, undifferentiated) in Middle Europe, but overlaps, in the upper part of its range, the ranges of *Inoceramus rotundatus* FIEGE and *Cremnoceramus waltersdorfensis hannovrensis* (HEINZ) which have been demonstrated to occur in America with Lower Coniacian ammonites and bivalves. The age range of *M. africanus*,

therefore, as presently known, is uppermost Turonian and Coniacian, being most characteristic of the Lower Coniacian.

Type: — Hypotype, adult right valve, BSP 1970 XVII 26.

*Mytiloides lusatiae brandenbergensis*, n. subsp.
Plate 9, figures M, N.

Material: — A single adult left valve, nearly complete internal mold with the shell intact ventrally; ventroanterior flank broken.

Description: — Measurements in Table 1. Moderate size for genus. Outline labiatoid, inclined subtriangular (Pl. 9, N); strongly prosocline, growth axis markedly curved posteriorly; valve with short, straight posterior hinge line, straight to slightly concave posterior and dorsoanterior margins, somewhat projecting midanterior margin, moderately and unevenly (convexly) curved ventral and ventroanterior margins, and more narrowly rounded posteroventral corner at point where rounded umbonal fold intersects commissure. Left valve highly inflated (Pl. 9, M), maximum convexity subcentral. Dorsoanterior flank very steep, truncated, somewhat concave below beak, forming pseudolunule bordered medially by low rounded ridge. Ventroanterior, ventral flanks moderately sloping; posterior flank steeply sloping into shallow auricular sulcus separating small, triangular, flattened posterior auricle from disc (Pl. 9, N). Posterior termination of auricle and dorsal end of growth line trace flared outward. Beak narrowly rounded, terminal anterior on hinge line; beak-umbo moderately inflated, moderately prosogyrous with growth axis twisted slightly toward anterior, moderately incurved toward hinge line. Right valve unknown.
Ornamentation consisting dorsally and medially of very regularly and moderately spaced, equally developed, small rounded rugae with an average of five equal, evenly and closely spaced, raised growth lines over and between rugae; 2—3 growth lines per interspace. Moderate change in slope at midshell, below which rugae become coarser, somewhat more irregularly and distally spaced, and growth lines become gradually coarser, 5—7 between adjacent rugae. Ornament much more subtle on posterior auricle and in pseudolunule.

Hinge line slightly thickened (prismatic layer 1 mm thick), bearing a series of small, shallow, subelliptical resilifers slightly less than 0.5 mm wide, 1 mm high, slightly inclined to vertical toward the beak, and separated by narrower raised, rounded ridges. Prismatic layer very thin ($<$ 0.5 mm) over rest of shell. Nacreous layer not preserved. Musculature unknown.

Remarks: — The species clearly belongs to *Mytiloides* (sensu Kauffman and Powell, 1976) rather than *Inoceramus*, where it was placed by Andert (1911, 1934), Tröger (1967), and others. It has the strongly inclined, labiatoid-mytiloid shape with a curved growth axis the posteriorly flared auricle, somewhat projecting terminal anterior beaks, regularly alternating ornament of small rugae and raised growth lines, and delicate ligament structures characteristic of this genus. In contrast, it lacks the erect form, strongly defined posterior auricle, highly inequivalve shell, predominantly one-cycle ornament, and massive hinge structures of *Inoceramus* s. s. (cf., *I. lamarcki, I. cuvieri* in Cox, 1969, Fig. C46-1). Andert illustrated two forms under this species name, one a mytiliform species, clearly a

*Mytiloides* (1911, pl. 3, fig. 3; 1934, pl. 7, fig. 3) and the other an erect species related to *Inoceramus* s. s. of the *I. inequivalvis-I. ernsti* species group (1911, pl. 8, figs. 3, 4; pl. 7, figs. 1, 2). He did not designate a type. TRÖGER recognized the mytiloid form as the lectotype of *M. lusatiae* (1967, p. 73, pl. 8, fig. 2) but did not exclude the other form from the species. The species concept applied here is more restrictive, and incorporates only *Mytiloides* forms.

*Mytiloides lusatiae brandenbergensis,* n. subsp. differs from the typical forms of the species in having a more inclined shell with greater curvature of the growth axis, greater inflation, finer but similar juvenile and early adult ornamentation, with smaller and more closely spaced rugae and raised growth lines, a smaller posterior auricle, and a somewhat more projecting beak and umbo.

Some specimens of the younger Coniacian species "*Inoceramus*" *kleini* MÜLLER (e. g. ANDERT, 1934, pl. 5, figs. 1, 2) look closely related and are possibly descended from this form. But these are less convex, have much coarser juvenile and early adult rugae, lack close raised growth lines, are less truncated dorsoanteriorly, and have a less curved growth axis. Normal *I. kleini* is much more erect with a very large posterior auricle (e. g., ANDERT, 1934, pl. 4, figs. 10, 11). Similarly, Turonian-Coniacian mytiliform variants of *I. incertus* JIMBO (NAGAO & MATSUMOTO, 1939, pl. 3, fig. 4) are related, with similar beak and umbonal ornament and anteriorly truncated valves. But they differ in lacking an outwardly flared posterior auricle, have a less inclined shell without posterior curvature of the growth axis, and have finer adult ornament.

HEINE (1929, pl. 4, fig. 25) illustrates a crushed left valve from the "Upper Turonian" *Inoceramus schloenbachi*-zone and basalmost "Emscherien" (with *I. glatziae, I. sturmi,* etc) which he calls "*Inoceramus labiatus*" SCHLOTHEIM and which is very closely realted if not conspecific with the new subspecies *brandenbergensis.* HEINE's specimen has identical ornament, anterior truncation, and twisted mytiloid form but appears (after crushing) to have greater inclination, a less convex valve, a much less projecting beak and umbo, and a flatter ventral growth line trace. These differences may be related to deformation or be of taxonomic significance; better material is needed to make certain comparisons. The two are approximately the same age.

HEINE's comparison of this type of *Mytiloides* with the Lower Turonian *M. labiatus* raises an interesting point. With the exception of the much more regular ornament, more prominent adult rugae, and greater break projection, *M. lusatiae brandenbergensis* is a very close homoeomorph of *M. labiatus* s. s. (e. g., SEITZ, 1934, p. 449, fig. 9a; pl. 38, fig. 1, specimens which SEITZ, 1971, pers. comm. states are closest to the type of SCHLOTHEIM, which he has seen but which was lost in World War II). Some specimens included by SEITZ in the species concept even have regular (but coarser) ornament (e. g., 1934, pl. 38, figs. 2, 3). The differences between Lower Turonian *M. labiatus* s. s. and *M. lusatiae brandenbergensis* are very small in comparison to the differences between each and the evolutionary stages which link them (e. g., *M. subhercynicus, M. hercynicus, M. latus, M. dresdensis, M. africanus, M. fiegei*). This is an excellent example of mosaic evolution in inoceramids, and of the degree of homoeomorphy or convergence that is possible, and produces the major source of confusion in inoceramid systematics.

Ecological observations. — The very truncated anterior face of the species and growth form suggest it may have lived attached by a thin string of byssal threads directly against the substrate or some hard object (a shell?) with the posteroventral margin (area of inhalent and exhalent siphons) elevated well above the substrate. That the byssal attachment was weak is indicated by the very narrow, only slightly sinuous nature of the probable byssal slit in *Mytiloides* in the area of the anterior face. No byssal muscle insertion areas have been observed on *Mytiloides* to date and weak attachment of small muscles is inferred from this. No epibionts or sediment line were found on the specimen which might support the contention of STANLEY (1972) that *Mytiloides* lived partially buried in the substrate; it would in fact seem difficult for forms with such a truncated anterior flank to burrow, even to shallow depths, without a strong foot (apparently lacking in Inoceramidae). The nearly entire nature of this fragile shell indicates it was probably not transported far from its habitat before burial.

Age implications. — *Mytiloides lusatiae* occurs sparsely in the uppermost Middle Turonian and lower (unit α?) "Upper Turonian" of Middle Europe, and develops an acmezone in the middle (Beta level) "Upper Turonian" (north European usage), becoming extinct before the first occurrence of "*Inoceramus*" *deformis* (TRÖGER, 1967, Text-fig. 43). This equates to the Upper Turonian and Lower Coniacian of North America and includes levels which elsewhere yield Lower Coniacian ammonites. HEINE's very similar specimen comes from the "Upper Turonian" *I. "schloenbachi"*-zone (lower Middle Coniacian of America) and Lower "Emscherian" (Coniacian) of Germany. From this, *M. lusatiae* is considered to have a reported "Upper Turonian" (upper part) to Lower Middle Coniacian age range, although it is probably even more restricted. The subspecies *brandenbergensis* occurs exclusively with a lower Coniacian inoceramid assemblage.

Type: — Holotype, complete adult left valve, BSP 1970 XVII 27.

*Mytiloides striatoconcentricus trögeri*, n. subsp.
Plate 10, figures D, E.

*Inoceramus* aff. *perplexus* WHITFIELD (part), SCOTT & COBBAN, 1964, pl. 2, fig. 5, non figs. 1—4.
*Inoceramus striatoconcentricus* GÜMBEL, aff. *carpathicus* SIMIONESCU (sensu HEINZ, 1928c), TRÖGER, 1967, p. 87—88, pl. 9, figs. 10, 18.

Material: — A single large adult right valve, nearly complete internal mold with shell intact around beak, umbo; fragments attached elsewhere.

Description: — TRÖGER (1967) presents a short description and good illustrations of this form, which is distinct from *I. striatoconcentricus carpathicus* in the sense of SIMIONESCU (1899) and HEINZ (1928c). Measurements presented in Table 1.

Moderate size; outline linguiform to inclined elongate-ovate with strong dorsoanterior beak projection; moderately prosocline (Pl. 10, D). Hinge line short, straight, posterior, not much thickened as preserved. Dorsoanterior margin straight, subtruncated; ventroanterior, posterior margins gently, convexly, evenly curved; ventral margin moderately, evenly rounded, very slightly flattened posteroventrally, conforming to slight straightening of growth line trace posterior to very

low midshell fold. Valves moderately biconvex; maximum inflation just dorsal to midshell; anterior flank steep, flat to slightly concave along dorsal half; other flanks moderately sloping. Beak narrowly rounded, terminal-anterior; beak-umbo not greatly inflated, moderately prosogyrous, their axis straight; projecting moderately above hinge line and somewhat incurved. No anterior auricle or flank projection. Posterior auricle poorly preserved, appears small, subtriangular, flattened, with rounded posterodorsal corner, separated from disc by shallow sulcus.

Umbonal (juvenile) ornament consisting of very fine, equal, closely and evenly spaced, raised rounded growth lines. Ornament changing abruptly at 14 mm axial length to small closely spaced, narrowly and asymmetrically rounded rugae with 2—3 raised growth lines between each pair dorsally, but with only fine lamellae (on outer shell surface only) and rare single, coarse, raised growth lines between rugae at midshell and below (Pl. 10, D). Rugae subregularly to irregularly spaced; some smaller rugae discontinuously intercalated between stronger ones. Ornament becoming lower, more subtle on ventral portion of shell. Prismatic shell layer preserved only; very thin (< 1 mm), yellowish-brown in color, not much thickened toward hinge. Hinge, ligament features and musculature not preserved.

Remarks: — Whereas the specimens of this subspecies illustrated by Tröger (1967, pl. 9, figs. 10, 18), and the one from the Brandenberg Gosau beds (Pl. 10, D) seem to belong to the species group of *M. striatoconcentricus* as presently defined (Heinz, 1928b; Tröger, 1967), they differ from typical specimens of the species (Gümbel, 1868, pl. 2, fig. 4) and from both concepts of the subspecies *carpathicus* Simionescu (*I. labiatus carpathica* Simionescu, 1899, pl. 2, fig. 1: *I. striatoconcentricus* Gümbel var. aff. *carpathica* Simionescu, in Heinz, 1928b, c; pl. 1, fig. 3) representing a morphological (and evolutionary?) stage between these two subspecies concepts. The subspecies *carpathicus* as originally illustrated by Simionescu (1899) is a much more erect, narrower form with a more prominent, larger posterior auricle, a strong auricular sulcus, an angular growth line trace bending markedly over the umbonal fold, and apparently somewhat coarser umbonal ornamentation. Heinz's version of this subspecies (1928b, c, pl. 1, fig. 3) to which Tröger refers his specimen (as "*Inoceramus striatoconcentricus* Gümbel aff. *carpathicus* Sim.; sensu Heinz, 1928") is quite distinct from that of Simionescu, Tröger, or the Gosau specimen, being an erect subquadrate shell from the "Chalk" at "Kent", England with the rugae sparse and weakly developed, the beak less projecting, and the ornament dominated by coarse, moderately spaced, raised growth lines and flat, overlapping lamellae, which are quite regular.

*Inoceramus striatoconcentricus striatoconcentricus* as illustrated by Tröger (1967, pl. 9, fig. 17) is identical in shape to the Gosau specimen, but lacks rugae and has an ornament of moderately closely and evenly spaced, sharp, equal raised growth lines or ridges which is much finer and more regular than that of *M. striatoconcentricus trögeri. Inoceramus striatoconcentricus* of Heinz (1928b) has ornament more like subsp. *trögeri,* but the anterior margin is much more rounded and has a lunule-like excavation, the beaks are blunter and more erect, and the growth line trace more angular.

The Gosau specimen is identical in size, shape, beak-umbo features, and ornament (including juvenile stage) to "*Inoceramus striatoconcentricus* Gümbel aff. *carpathicus* Simionescu illustrated by Tröger (1967, pl. 9, fig. 18). Inasmuch as

this is clearly distinct from both SIMIONESCU's and HEINZ's concepts of this subspecies, and from typical *M. straitoconcentricus striatoconcentricus*, a new name is justified.

It is named in honor of Dr. W. A. TRÖGER of the Bergakademie Freiberg, Germany, whose careful and excellent work on the European Inoceramids has greatly enhanced our understanding of their systematics and biostratigraphic value.

The form of this species and the nature of the fine, regular early ornamentation suggests phylogenetic affinities to the younger Coniacian species group of *Cremnoceramus inconstans* WOODS s. s. (i. e., WOODS, 1911, text-figs. 42—44). For example, some "*Inoceramus inconstans*" figured by ANDERT (1934, pl. 2, figs. 4, ?7; pl. 3, fig. 1) are remarkably similar. Possibly the *Cremnoceramus* lineage arose through this type of *Mytiloides*. The typical early adult ornament and growth form of *Cremnoceramus* (see *I. inconstans* WOODS, 1911, text-fig. 42—44; pl. 51, fig. 2a; also FIEGE, 1930, pl. 5, figs. 16 ,17; pl. 6, figs. 18, 19, and *I. inconstans woodsi*, pl. 6, figs. 20, 23, 24) is also characteristic of typical Lower Turonian representatives of *Mytiloides* (e. g. *M. mytiloides* MANTELL in GOLDFUSS, 1840, p. 113, fig. 4a; *Inoceramus labiatus* SCHLOTHEIM in WOODS, 1911, pl. 50, figs. 1, 5; STANTON, 1894, pl. 14, fig. 2). It should be noted that, as currently defined, *I. inconstans* is a polyphyletic "potpourri" of taxa which needs to be restudied.

*Mytiloides dresdensis? labiatoidiformis* (TRÖGER) (1967, pl. 10, figs. 5, 6) is very closely related to *M. striatoconcentricus trögeri*, having a similar size, shape, and basic ornamentation plan. But the subspecies *labiatoidiformis* is more rounded anteriorly, with more erect beaks and blunter, less projecting umbos, a more asymmetrical growth line trace, and more regularly developed and equally spaced, more angular rugae.

*Mytiloides sublabiatus* (HEINE) (1929, pl. 5 ,fig. 27) from the European Lower Coniacian (lower "Emscherian") is similar and possibly derived from *M. striatoconcentricus trögeri*. The two have a similar shape, size, and valve inclination. *Mytiloides sublabiatus* has blunter and more prosogyrous beaks on the coarser early umbonal ornament, a slightly narrower shell, and finer, more crowded rugae and coarse raised growth lines, with scattered coarser rugae.

A g e c o n n o t a t i o n s. — TRÖGER has documented this subspecies (as *I. striatoconcentricus* aff. *carpathicus*; 1967, text-fig. 43) as ranging from near the base to near the top of the "Upper Turonian" (German usage; up to the middle of the range zones of *I. deformis* and *I. ernsti*). Argumentation presented later in this paper strongly implies that this represents an Upper Turonian (mainly upper one half) through Lower Coniacian age range. Similar and possibly conspecific forms now under study from the Western Interior of North America (Fort Hays Limestone Member, Niobrara Formation) range from the uppermost meter of the Turonian, associated with *Prionocyclus* n. sp., through the Lower Coniacian, associated with *Barroisiceras*, *Prionocycloceras* or *Forresteria*, and *Durania* sp. aff. *D. austinensis*. PASTERNAK (1968) gives the age of *M. striatoconcentricus* in Russia as Upper Turonian-Lower Coniacian.

T y p e s p e c i m e n. — Nearly complete adult right valve, Holotype: BSP 1970 XVII 30.

## 2.2.1.2. Inoceramids of the Northern facies at Atzlgraben

### Genus *Cremnoceramus* Cox (ex Heinz; nom. nud.)

Remarks. — "*Inoceramus*" *rotundatus* Fiege is the initial member of a distinct lineage of inoceramids which include descendent taxa such as "*I.*" *erectus* Meek; "*I.*" *deformis* Meek, "*I.*" *crassus* Petrascheck, "*I.*" *browni* Cragin, and "*I.*" *schloenbachi* Böhm. The group is clearly derived from the "*I.*" *waltersdorfensis* Andert plexus, and is restricted to the Coniacian insofar as is known. Descendent lineages may include certain groups of large, flat, thin-shelled inoceramids currently assigned to *Platyceramus* (Heinz, 1932, nom. nud.) of Seitz (1961), for example the *P. platinus* (Logan) and *P. mantelli* (Mercey: Barrois) lineages derived from "*I.*" *schloenbachi*. Also descended from early members of this group or from "*I.*" *waltersdorfensis* itself, is the *Cremnoceramus inconstans* (Woods) s. l. group; *C. inconstans* is the genotype of *Cremnoceramus*.

The "*Inoceramus*" *rotundatus* — "*I.*" *deformis* — "*I.*" *schloenbachi* lineage thus combines characters of simple, erect true *Inoceramus* of the Late Turonian, and the typically strongly geniculate shells of *Cremnoceramus*. The lineage seems closer to *Cremnoceramus*, but in many species lacks the typical early ornamentation of this genus (regularly alternating small rugae and equal raised growth lines). Some species in the lineage (*I. deformis* and subspp.) have this ornament early in ontogeny. Details of the evolution of the "*I.*" *rotundatus* lineage are just now being worked out by Kauffman. Until this is completed, final decision on the generic assignment of this group must wait. For the present, therefore, we only questionably place the species *rotundatus* in the genus *Cremnoceramus* as defined (as a subgenus) by Cox (in Moore, 1969, p. N315). We are aware of some fundamental differences between this lineage and typical *Cremnoceramus* (e. g. *C. inconstans*) however, especially in regard to ornamentation, degree of geniculation and its position on both left and right valves, and overall shell form; these differences may eventually demand erection of a new genus or subgenus to include this evolutionary transition group between true *Inoceramus* and *Cremnoceramus*. It is premature to consider any systematic revision here.

#### *Cremnoceramus? rotundatus* (Fiege)
Plate 9, figures A, C.

*Inoceramus inconstans rotundatus* Fiege, em., 1930, p. 42, pl. 7, fig. 32; pl. 8, fig. 31 (non fig. 33).

*Inoceramus rotundatus* Fiege, Tröger, 1967, p. 110—114, pl. 13, figs. 5, 6; pl. 13, figs. 10—13.

*Inoceramus inconstans* Woods, 1911, p. 285—291 (part), text-fig. 46 (?); Andert, 1934, p. 102—106 (part), text-fig. 7c, pl. 2, figs. 2 (?), 5; pl. 3, fig. 1 (?); Dobrov & Pavlova, 1959, p. 137 (part), pl. 5, fig. 1.

*Inoceramus latus* Sowerby, 1814, p. 609 (part), pl. 582, fig. 2; non fig. 1.

*Inoceramus labiatus* var. *latus* Sowerby; Woods, 1911, p. 284 (part), text-figs. 39, 40, non fig. 41.

Material. — Three relatively complete, medium size, adult right valves from the *Phelopteria* sands ("*Avicula*-Niveau") 2.5—3 m above the Atzl rudist

framework ("Atzl-riff"); four large fragments of left (3) and right (1) adult valves from sandy marls about 2 m above the Atzl rudist framework at Atzl-Graben.

Description. — The reader is referred to TRÖGER's detailed description of the species (1967, p. 110—114), which represents the species concept applied here. The following is abstracted from this, with modification based on additional material from the United States and Austria.

Shell attaining moderate size, with maximum known height reaching 80 mm, length about 65 mm, width 15—30 mm depending on the valve. Shape subrounded to subquadrate (Pl. 9, C); anterior margin straight to slightly convex in curvature; ventral margin moderately and irregularly curved, flattened posteroventrally; posterior margin moderately curved, becoming straighter dorsally along posterior edge of auricle. Dorsal margin (hinge line) straight and moderately long, equalling two-thirds to three-quarters of total lenght. Shell moderately prosocline; average angle of inclination (n = 10) 63°. Moderately biconvex, with left valve 25—33% more inflated and slightly larger than right valve; maximum inflation subcentral; anterior, ventral flanks gently to moderately sloping; posterior flank flattened, especially on posterior auricle. Auricle subtriangular (Pl. 9, A), of moderate size, bearing ornament of disc, indistinctly separated from disc by very shallow, short auricular sulcus. Low umbonal fold extending from beak to posteroventral margin; posterior to fold, valves are markedly flattened and rarely (in late adult growth) broadly and shallowly sulcate. Ornamentation variable, depending upon growth stage. Juvenile ornamentation, to about 5—10 mm shell height, restricted to umbo and consisting of subequally developed, closely and regularly spaced, sharp raised growth lines (see FIEGE, 1930, pl. 8, fig. 31). Contact between juvenile and adult ornamentation abrupt, in most specimens at point of slope change, or geniculation, of valves. Adult ornamentation (Pl. 5, A, C), covering most of disc, consists of equally to subequally developed, subregularly spaced, narrowly rounded, prominent rugae. Close, regularly spaced, fine flat growth lamellae and sparse, irregularly developed, large raised growth lines occur between and over rugae. Rarely, rugae irregularly developed over main part of shell (FIEGE, 1930, pl. 7, fig. 32). A very slight break in slope, or geniculation, separates adult from gerontic ornamentation on many specimens at shell heights of 65—70 mm (see TRÖGER, 1967, text-fig. 29). Gerontic ornamentation consisting of large, subregular to irregularly developed, strongly asymmetrical rugae with scattered coarse raised growth lines and lamellae between them; rugae more widely spaced than on main part of disc, leaving broad, nearly smooth areas on ventral flank of some large shells. Adult to gerontic ornament change transitional (FIEGE, 1930, pl. 7, fig. 32) to sharp (TRÖGER, 1967, pl. 12, fig. 6; pl. 13, fig. 11). Trace of concentric ornamentation typically irregular (Pl. 9, A, C) broadly rounded on anterior and central portions of shell, sharply bent over umbonal fold, flattened to slightly curved over posterior flank, bent again and curved over auricle (TRÖGER, 1967, pl. 12, figs. 5, 6; pl. 13, fig. 10—12 and illustrations herein are typical). Beaks blunt, anterior, not greatly projecting above dorsal margin on either valve; beak-umbo moderately prosogyrous, not significantly incurved.

Shell moderately thin over most of disc; only prismatic layer known, 0.5—1 mm thick on disc. Shell thickens up to 5 mm over ligamental plate. Multivincular; ligament pits large, broad, shallow, with narrower, rounded, raised

interspaces. Edentulous. Musculature incompletely known; pallial line entire, moderately thin and weakly emplaced. Monomyarian, with large shallow through-shaped posterior adductor insertion area situated near posteroventral margin. No pedalbyssal muscles observed on disc; no byssal gape developed; anterior commissure sinuous. Umbonal septum small, triangular, thick, not notched, possibly with large muscle attachment beneath it (?byssal muscle).

R e m a r k s. — The subquadrate shell outline, close prominent rugae, irregular growth line trace having a strong bend over the umbonal fold, the marked posterior flattening of the growth trace and the shell flank, and the details of the shell convexity distinguish this species from similar ancestral and descendent forms. "*Inoceramus*" (= *Cremnoceramus?*) *waltersdorfensis* ANDERT, from which this species seems to be descended, is similar in size, shell outline, and growth line trace (see TRÖGER, 1967, pl. 12, figs. 1—4). *C? waltersdorfensis* lacks strong rugae, however, has a flatter shell without geniculation at the juvenile-adult and adult-gerontic growth breaks, has a more inflated umbo, and has finer ornamentation consisting mainly of closely spaced, sharp raised growth lines and very subtle, irreglularly developed rugae over most of the disc. *Cremnoceramus erectus* (MEEK) (see KAUFFMAN, 1977a, pl. 11, figs. 3, 4) is much more biconvex, more erect and relatively higher, with less prominent but broader and more widely spaced, rounded rugae, and has a less irregular growth line trace with only subtle flattening of the shell and growth trace over the posterior flank.

Though small, specimens of *C? rotundatus* from the Atzl-Graben section are typical of the species in shell form and ornamentation. One specimen, more erect and higher than the rest, is transitional into the related *I. glatziae* FLEGEL (Pl. 9, B), especially as illustrated by ANDERT (1934, pl. 6, fig. 2—4).

KAUFFMAN (1975, 1977a; 1978a, b; KAUFFMAN, COBBAN & EICHER, 1978) has established "*Inoceramus rotundatus*" as an international lower Lower Coniacian zone fossil; in some areas of North America and the Caribbean it is clearly found associated with Lower Coniacian ammonites like *Forresteria, Peroniceras,* and *Barroisiceras.* It is the co-occurence with these widely accepted Coniacian ammonite genera that suggests most or all of the Central and Northern European "Oberturon", as defined by TRÖGER (1967, fig. 43), is actually of Lower Coniacian age. In most areas, *C? rotundatus* seems to form the lowest recognizable Coniacian inoceramid zone, but in parts of Europe (TRÖGER, 1967), North America (KAUFFMAN, 1975), and the Caribbean (KAUFFMAN, 1978b), an assemblage of inoceramids which partially co-occurs with *C? rotundatus* but which range lower as well, is found below the first appearance of *C? rotundatus.* This assemblage is regarded as being of earliest Coniacian zone, and contains *Mytiloides fiegei fiegei* (TRÖGER), *M. africanus* (HEINZ), *Cremnoceramus? waltersdorfensis* (ANDERT), *Mytiloides dresdensis dresdensis* (TRÖGER), *M. striatoconcentricus* (GÜMBEL) and subsp. "*carpathicus*" (SIMIONESCU) (TRÖGER, 1967, p. 87, pl. 9, figs. 10, 18), *I.* "*vancouverensis*" of TRÖGER (1967; n o n SHUMARD, 1856), and *Mytiloides lusatiae* ANDERT. This is the assemblage in the Gosau beds at Zöttbachgraben.

O c c u r r e n c e. — In the *Phelopteria* sands 2.5—3 m above the Atzl rudist framework ("Atzl-riff") and in mollusk-rich sandy marls 2 m above the framework, Atzl Graben, Coniacian zone of *I. rotundatus.*

T y p e s. — Hypotypes: typical right valve with worn beak (Pl. 9, C), (BSP 1970 XVII 19); small right valve with anterior and ventral margins broken (Pl. 9, A), (BSP 1970 XVII 17); small right valve transitional to *I. glatziae* Flegel (Pl. 9, B), (BSP 1970 XVII 18); Plastotypes of the above (herein illustrated), U.S. National Museum (USNM) 242991 — 242993, inclusive, all from the *Phelopteria* beds (= "*Avicula*-Niveau"). Described, unillustrated hypotypes from mollusc-rich sandy marls 2 m above the Atzl reef, (N = 4), USNM 242994a-d.

Genus *Mytiloides* Brongniart, 1822
*Mytiloides* sp. aff. *M? stantoni* (Sokolow)
Plate 11, figures C, D.

*Inoceramus stantoni* Sokolow, 1914, p. 52—54, 88—90, pl. 5, figs. 7, 8; Seitz, 1965, p. 130, 131 (?); non *Inoceramus stantoni* Anderson, 1945, p. 961, pl. 15, fig. 2.
*Inoceramus acuteplicatus* Stanton, 1899, p. 634, pl. 75, figs. 9, 10; pl. 76, fig. 1; non *I. acuteplicatus* Schafhäutl, 1863, p. 153.
*Inoceramus uwajimensis* Yehara (part), 1924, pl. 3, fig. 2; pl. 4, fig. 2, 3 only; Nagao & Matsumoto, 1939, pl. 34, figs. 2—4, only; Kauffman, 1977b, p. 183.

M a t e r i a l. — Two small left valves, or umbonal portions of larger shells, preserving beak, umbo, early ornamentation, and juvenile shell form; four additional large shell fragments with adult ornamentation.

D e s c r i p t i o n s. — The description of Stanton (1899, p. 634) is relatively complete and new material adds little to our concept of the species. The species attains lengths of 200 mm and is characterized by its strongly prosocline, submytiloid shell form, subovate outline, moderate biconvexity with the left valve 25—30 percent more convex than the right, and by its small, poorly defined posterior auricle and short, shallow auricular sulcus. The beaks are acutely rounded, anterior on the hinge line, strongly prosogyrous (especially the more projecting left beak and umbo), and incurved. The ornamentation typically consists of sharp, moderately raised, subequally developed, moderately and subevenly spaced concentric rugae, with faint, close, flat growth lamellae and rare raised growth lines between and over the rugae. The interior features are as yet unknown, except for the narrow posterior adductor muscle track, terminating subcentrally on Stanton's largest type (1899, pl. 76, fig. 1).

Specimens from the Brandenberg Basin closely resemble early growth stages of typical *M? stantoni*. These specimens are small mytiliform shells, strongly prosocline and prosogyrous, moderately biconvex, with a small (incomplete), weakly defined posterior auricle, short shallow auricular sulcus, moderately projecting incurved beaks and umbones, and a slight expansion of the anterior margin just below the beaks, as in *M? stantoni*. The largest specimen from the Atzl Graben section attains a height of about 22 mm, a length of 19.5 mm, and a width of 7.2 mm; considering the size of adult *M? stantoni* reported by Stanton (1899), these are clearly juvenile shells. The ornamentation consists of small closely and regularly spaced, narrowly rounded, equally developed concentric rugae with faint, flat concentric lamellae between and over them.

R e m a r k s. — The *M? stantoni* species plexus clearly fits into the broad definition of *Mytiloides* (as a subgenus) given by Cox (in Moore, 1969, p. N317)

better than any other subdivision of the Inoceramidae. KAUFFMAN & POWELL (1977, p. 71—74) have more precisely defined the characteristics of *Mytiloides*, including interior shell morphology and musculature, and have raised it to generic status. Inasmuch as the interior shell morphology and musculature of "*Inoceramus*" *stantoni* are not yet fully known, and there are additional small differences between this species and typical *Mytiloides* (e. g. *M. mytiloides* (MANTELL) — somewhat greater inflation and more unequal valves in *M? stantoni* — I assign this species to *Mytiloides* with question.

The specimens from just above the Atzl rudist framework differ from typical *M? stantoni* primarily in having more numerous, smaller rugae over the early part of the shell (15—16 in 20 mm axial length on Gosau specimens, as opposed to 5—10 in 20 mm AL on STANTON's two small type specimens; 1888, pl. 75, figs. 9, 10). The Austrian specimens also have slightly less projecting beaks. These differences are probably of species magnitude, and are consistent with observations on ancestral Lower and Middle Coniacian specimens (also small) from North America. Sufficiently well preserved material for this ancestral species is not yet available anywhere, to our knowledge, to warrant formal description of a new taxon.

It is as yet uncertain whether *M? stantoni* and related forms are derived from more inclined variants of the *Inoceramus costellatus* WOODS plexus (e. g. WOODS, 1911, pl. 54, fig. 5) or from coarse-ribbed *Mytiloides* like *M. striatoconcentricus* aff. *M. s. carpathicus* (SIMIONESCU) as defined and illustrated by TRÖGER (1967, pl. 9, fig. 18). *I. costellatus* is more rounded, with a more erect shell form and less prosogyrous beaks than *M? stantoni*. *Mytiloides striatoconcentricus* aff. *M. s. carpathicus* has similar shell form (without the dorsoanterior marginal projection), but less convex valves and beak areas, less prosogyrous beaks and umbos, and closer, smaller rugae (as in the Atzl Graben specimens), or only coarse raised growth lines over the entire disc. The Lower Coniacian Gosau specimens seem to represent an evolutionary link between latest Turonian — Early Coniacian *M. striatoconcentricus* aff. *M. s. carpathicus* (HEINZ) (TRÖGER, 1967, pl. 9, figs. 10, 18) and finely ribbed variants of *M? stantoni* (STANTON, 1899, pl. 75, fig. 10); more material is necessary, however, to work out phylogenetic details.

O c c u r r e n c e. — From mollusk-rich sandy marls 2 m above the Atzl rudist framework, banks of Atzl Graben from the zone of *Inoceramus (Cremnoceramus?) rotundatus;* Lower Coniacian.

T y p e s. — Illustrated hypotype, a small left valve with typical form and ornamentation, USNM 242995; largest measured, unfigured specimen, left valve with auricle broken, UNSM 242996; four shell fragments with typical ornamentation, USNM 242997 a-d.

### 2.2.2. Gryphaeids and Radiolitids

Family Gryphaeidae VYALOV, 1936
Subfamily Pycnodonteinae STENZEL, 1959
Genus *Pycnodonte* FISCHER DE WALDHEIM, 1835
Subgenus *Phygraea* VYALOV, 1936

S u b g e n o t y p e : *Pycnodonte (Phygraea) frauscheri* (VYALOV). For generic, subgeneric descriptions and subgenotype synonymy see STENZEL (1971, p. N1105—N1107).

*Pycnodonte (Phygraea)* sp. aff. *P. (P.) aucella* (ROEMER)
Plate 10, C.

References: HILL, 1901, pl. 45, figs. 4, 4a; STEPHENSON, 1926, pl. 83, fig. 3; YOUNG, 1963, pl. 78, fig. 7; show typical examples of the species.

Material: — A single small left valve with large attachment area, distinct posterior auricle and auricular sulcus, broken off posteriorly.

Diagnosis of *P. (P.) aucella:* Small, rarely exceeding 5 cm height; length slightly greater than height when posterior auricle fully developed. Moderately prosocline; Outline subtriangular to comma-shaped (inverted). Anterior margin broadly rounded; ventral and ventroposterior margins moderately, unevenly rounded; dorsoposterior margin slightly to moderately curved depending upon development of auricle. Posterodorsal margin straight to concave. Beaks blunt; umbo highly inflated on left (attached) valve; beak, umbo variable, strongly projecting above dorsal margin on left valve if attachment scar very small; slightly projecting where scar is large (as in Gosau specimen); orthogyrous to slightly prosogyrous. Highly inequivalve, with strongly inflated left (attached) valve; flat to slightly inflated right (upper, free) valve lacking projecting beaks, umbos. Maximum inflation dorsocentral. Posterior auricle strongly developed (broken off on many specimens), subtriangular, moderately to slightly inflated, subangulate to rounded dorsoposteriorly, separated from disc by a prominent auricular sulcus, moderately deep, narrow, expanding posteroventrally to form commissural reentrant in valve outline. Surface sculpture consisting of moderately prominent flat irregular concentric lamellae, regular to irregularly developed, between which are crowded small, weak, lamellate growth lines (worn off on many specimens). Internal features as typical of subgenus (STENZEL, 1971, p. N1107). Shell of both valves composed of alternating lamellate and vesicular calcitic layers.

Remarks. — The specimen from the Gosau beds was attached broadly to an inoceramid bivalve shell and retains a large attachment scar which obscures beak and umbonal features. But other features of the shell morphology are characteristic of *P. (P.) aucella:* the small size, moderate shell inclination, strongly developed posterior auricle and auricular sulcus (broken off at the distal end), and traces of alternating moderate and fine growth lines.

Measurements are: Height 11.5 mm, length 14.8 mm (incomplete).

The Gosau specimen falls well within the range of variation of the cosmopolitan *P. (P.) aucella,* and is within the age range of this species (see YOUNG, 1963, text-fig. 4), Lower Coniacian — Middle Campanian; the species has been observed in the oldest Coniacian beds of North America by the author, extending YOUNG's range. It is most characteristic of the Coniacian. The adult size, great asymmetry of the shell, and strongly developed posterior auricle and sulcus differentiate this species from it's descendent, *P. vesicularis* (LAMARCK). Lack of a completely preserved umbonal area and posterior auricle have prompted us to question the species identification until better material and larger populations are available.

Occurrence. — In the Lower Coniacian, serpentinic greensands, bed $d_4$, Zöttbachgraben section, Brandenberg Basin, Austria.

Figured specimen. — Small left valve; BSP 1970 XVII 29.

Family Radiolitidae Gray, 1848
Subfamily Sauvagesiinae Douville, 1908
Genus *Durania* Douville, 1908

Genotype: *Hippurites cornupastoris* Des Moulins, 1827; = *Durania cornupastoris* in Polsak, 1967, p. 91; pl. 18, figs. 1, 2; pl. 19, figs. 1, 2; pl. 20, figs. 1, 2;pl. 21, figs. 1, 2; pl. 56, fig. 3; pl. 58, figs. 1—5; the most recent revision of the species.

*Durania* sp. aff. *D. cornupastoris* (Des Moulins)
Plate 10, A; Plate 11, A, B.

Diagnosis of *D. cornupastoris:* Polsak (1067) has provided extensive description and illustration of *D. cornupastoris* and its subspecies *D. c. polae* Polsak; the reader is referred to this work for detail. Principal distinguishing features of the species are as follows: Small for a *Durania,* attaining height of 20 cm on largest specimens, averaging between 10 and 15 cm in adults; Gosau specimen (reconstructed) 5—7 cm high. Shape of attached (right) valve (AV) variable, ranging from cylindrical to conical, as in Gosau specimen. Normal growth form of AV subcylindrical, with diameter one-half the height, slightly tapering toward base over most of valve, abruptly tapering near base; attachment surface small to moderate size. Free (left) valve (FV) operculate, flat except for low central domed area over body cavity; FV thin, with marginal undulations reflecting shape of upper surface of attached valve; costae absent or faintly and irregularly developed. Dentition and muscle attachment areas of FV poorly known, presumably like other *Durania.*

Body vacuity of AV moderately shallow; its diameter is nearly half of maximum AV diameter; cavity apparently lacking specialized structures for muscle attachment or well defined sockets (but inner shell layer not preserved). Siphonal bands (Eb, Sb) well defined, inset in long slightly concave troughs, slightly raised in center, that extend the height of the shell; bands distinguished by closely and evenly spaced, equally developed, small raised costae (Pl. 11, A). Rest of AV bears coarse, crowded, subequally developed, unevenly spaced, prominently raised costae (Pl. 11, B). Shell structure of outer layer characterized by small thin-walled cells with prismatic — rectangular longitudinal section and irregularly polygonal transverse section (see Polsak, 1967, pl. 18—21). Polsak describes a dense layer of inclined small prisms in the siphonal band (ibid., pl. 21, fig. 1).

Remarks. — The Gosau specimens can only be referred tentatively to this species because they are few in number, the free valve is still imcompletely known, no interior structures have been observed, and because their growth form is atypical of the species, although it is within the described range of variation. The low conical Gosau specimens resemble *Durania* ecomorphs which have been interpreted elsewhere as reflecting either soft bottom conditions or low light levels, and thus the necessity of expanding the upper mantle to a greater extent over the upper surface of the AV to accommodate possible symbiotic zooxanthellae (Kauffman and Sohl, 1974). Attachment was to pebbles in the serpentinitic greensands (Pl. 11, B), and growth was apparently upright. Other preserved morphologic features,

| Species | Valve | BSP Coll. No. 1970 XVII | Measurements: in mm | | | | | | Angle in Degrees: | | | Numbers of rugae per 20 mm interval of height | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | H | L | W | AXL | LHL | AL | A | beak | i | 0—20 | 20—40 | 40—60 | 60—80 |
| *Inoceramus (Inoceramus) inaequivalvis* SCHLÜTER | L | 21 | 34.8 | 24.6 | 12.5 | 37.2 | 10.0 | 0.0 | 81 | 48 | 60 | 6 | 4 | — | — |
| *Inoceramus (Inoceramus) koegleri* ANDERT | R | 24 | 35.9 | 27.0 | 14.7 | 35.5 | 15.0 | 7.5 | 104 | 80 | 76 | 6 | 4 | — | — |
| *Inoceramus (Inoceramus) koegleri* | R | 23 | 47.8 | 39.7 | 24.0 | 47.2 | 29.0 | 9.1 | 101 | 73 | 58 | 5 | 6 | 3 | — |
| *Inoceramus (Inoceramus) koegleri* (deformed) | L | 25 | 44.5 | 36.4 | 19.4 | 49.0 | 20.3 | 0.0 | 80 | 50 | 48 | 6 | 6 | 4.5 | — |
| *Inoceramus (Inoceramus)* sp. aff. *(I.) ernsti* HEINZ | R | 18 | 32.0 | 28.5 | 8.8 | 32.2 | 18.5 | 9.0 | 122 | 101 | 60 | 15 | — | — | — |
| *Cremnoceramus waltersdorfensis hannovrensis* HEINZ | R | 20 | 37.1 | 35.6 | 12.8 | 38.4 | 16.0 | 8.8 | 101 | 89 | 53 | 1 | 4 | — | — |
| *Cremnoceramus? rotundatus* (FIEGE) | R | 19 | 37.5 | 32.6 | 10.5 | 38.7 | 15.6 | 8.7 | 118 | 96 | 68 | 12 | 6,5 | — | — |
| *Mytiloides africanus* (HEINZ) | R | 26 | 45.4 | 40.8 | 14.9 | 53.4 | 27.7 | 5.5 | 96 | 78 | 47 | 4 | 4 | 3 | — |
| *Mytiloides lusatiae brandenbergensis*, n. subsp. | L | 27 | 33.6 | 41.2 | 23.1 | 45.2 | 18.3 | 2.5 | 88 | 67 | 41 | 2 | 6 | 4 | — |
| *Mytiloides striato-concentricus trögeri*, n. subsp. | R | 30 | 67.7 | 55.7 | 15.9 | 76.5 | ? | 3.7 | 85 | 70 | 53 | 4 | 6 | 6 | 3 |

Table 1: Morphometrics for typical adult specimens of Lower Coniacian Inoceramidae from the Gosau of the Brandenberg Basin, Austria.

especially the ornamentation ,the nature of the siphonal bands, and the size of the body cavity relative to the entire AV, are very closely comparable to *D. cornupastoris* as illustrated by Polsak (1967) and by Dechaseaux and Coogan (in Moore; 1969, fig. E272, 4a, b). It is probable that the Gosau specimens are conspecific or very closely related to *D. cornupastoris.* We gratefully acknowledge the assistance of Dr. N. F. Sohl of the U. S. Geological Survey in identifying the Gosau rudists.

Occurrence: Bed d1 of the Zöttbachgraben section in the Brandenberg Basin, Austria; Lower Coniacian. This species is reported from "Upper Turonian" strata in Europe (Polsak, 1967) and very similar if not conspecific forms occur in the Coniacian of Texas (*D. austinensis* plexus). It is not yet clear whether the "Upper Turonian" designation of Polsak (1967) is in the north European sense of Seitz (1959) and Tröger (1967) (and thus equals Lower Coniacian of the North American and southern European standard; see previous discussion), since no ammonite or foraminiferal date is presented (ibid; p. 9) within or above zones bearing *D. cornupastoris.*

Illustrated specimen: A nearly complete attached valve, (BSP 1970 XVII 16).

## 3. Stratigraphic Discussion

The stratigraphic revision of different sequences of the Gosau Beds at Brandenberg does not support their classical subdivision into "Lower and Upper Gosau" or "Lower and Middle Gosau" Beds (Brinkmann 1934, Kühn 1947) as distinct units with different histories in this area. Nor does it support the Santonian — Campanian age of these beds suggested by Kühn (1947). On the basis of correlations provided by recently discovered fossils, both the northern shallow-water Gosau facies (Zöttbach-Atzl) and the basal part of the southern offshore sequences (Brandenberger Ache between Mösl and Mühlbach), can be regarded as Coniacian in age, and representative of the same transgressive event (T 7a global transgression of Kauffman, 1977b).

### Northern Unit (Zöttbach, Atzl-Graben)

Within the northern facies, the Zöttbach sections and the Oberberg-Atzl sections can be correlated on the grounds of very similar shallow water sequences, individual beds of which can be followed laterally. Facies differences between these sections reflect distinct but co-existing sedimentary environments. In the Zöttbach area, pebbly clastics representing foreshore environments predominated, whereas in the Atzl area biogenic sediments predominated and rudist barrier "reefs" with distinct fore-reef and back-reef facies developed. In both sections, biostratigraphically important inoceramids and ammonites were collected from a narrow stratigraphic interval ($< 1$ m); all species indicate a Coniacian age, contradicting Kühn's (1947) Santonian-Campanian age determination on the basis of rudistids. Restudy of certain rudists (e. g. *Durania*) also suggests that they are of Coniacian age. Whereas ammonites mainly suggest a Middle Coniacian age, the bivalves are more indicative of the Lower Coniacian.

Ammonites obtained from the Zöttbach section (beds $d_2$, $d_4$) include: *Yubariceras gosavicum* WIEDMANN n. sp.; *Solgerites* sp. cf. *S. brancoi* (SOLGER); and *Hemitissotia alpina* WIEDMANN n. sp. As presently known, *Solgerites* is restricted to the Middle Coniacian, and *Hemitissotia* has its maximum development at the same time, ranging into the Upper Coniacian. It is interesting that *Yubariceras,* which co-occurs with these ammonites, is previously known from the Japanese Middle and Upper Turonian, but apparently ranges into the Coniacian in Europe. These ammonites were previously misinterpreted as Santonian-Campanian ("Upper Gosau") sphenodiscids and texanitids (HERM 1977, p. 258).

Biogeographically, this is a Tethyan ammonite assemblage. *Hemitissotia* is a circum-Mediterranean genus, and was previously described from the Cameroons and Peru. The occurrence of the Pacific Upper Turonian genus *Yubariceras* in the European Coniacian for the first time is not only interesting from a biogeographic standpoint, but also is the first report of an acanthoceratid in the Coniacian.

The Inoceramidae of the northern Gosau facies are diverse cosmopolitan forms which mainly characterize the latest Turonian — Lower Coniacian boundary zone in the Caribbean (KAUFFMAN, 1978b), the Western Interior of North America (KAUFFMAN, 1975; KAUFFMAN, COBBAN, and EICHER, 1978), and in north Germany (TRÖGER, 1967). Rare species in this assemblage range as high as the Middle Coniacian. Inoceramidae of this sequence include:

a) Zöttbach section (bed $d_4$):

| Taxon | Known Age Range |
|---|---|
| *Mytiloides africanus* (HEINZ) | Uppermost Turonian and Coniacian, mainly "lower Emscherian" (i. e. the German "Upper Turonian"; the U.S.A., Caribbean, and French lowest Coniacian). |
| *Cremnoceramus (?) waltersdorfensis hannovrensis* (HEINZ) | Lower Coniacian of France, the Caribbean, and North America (= "Upper Turonian" alpha, beta, gamma; "Emscherian" of Germany). |
| *Inoceramus (Inoceramus) koegleri* ANDERT | "Upper Turonian" (alpha ,beta) and/or Lower "Emscherian" of N. Germany, equivalent to uppermost Turonian through lower Middle Coniacian of U.S.A., France. |
| *Mytiloides lusatiae brandenbergensis,* n. ssp. | Lower Coniacian of U.S.A., Caribbean; Uppermost Turonian, Lower Coniacian of France; "Upper Turonian" (alpha, beta) of N. Germany (= Lower Coniacian). |
| *Inoceramus (Inoceramus) inaequivalvis* SCHLÜTER | Typically Turonian (Lower ?, Middle-Upper), ranges through Lower Coniacian of U.S.A., Germany. |
| *Mytiloides striatoconcentricus trögeri,* n. ssp. | Uppermost Turonian — Lower Coniacian (= German "Oberturon") of Europe, Caribbean, U.S.A. |

b) Atzl-Graben, bed/h (2—3 m above rudist "reef", in and just below the *Avicula*-Niveau):

| | |
|---|---|
| *Inoceramus* sp. aff. *I. ernsti* Heinz | Cosmopolitan; Lower Coniacian (= Uppermost "Turonian" of North Germany). |
| *Cremnoceramus* ? sp. *(juvenile)* | Lower Coniacian (= Uppermost |
| cf. *C? rotundatus* (Fiege) | "Turonian" of North Germany). |
| *Cremnoceramus? rotundatus* (Fiege) | As above. |
| *Mytiloides?* sp. aff. *M? stantoni* (Sokolow) | Lower to Middle Coniacian in U.S.A. |

Above are shown the ranges of these species as they are known in Middle Europe, and the widely discordant views of the Turonian-Coniacian boundary presented by various workers in Europe and North America.

Comprehension of this boundary problem is critical to unterstand the age of the Brandenberg — Gosau sequence, especially the Inoceramidae, and has recently been reviewed by Kauffman (1978a, b) and Kauffman, Cobban, and Eicher (1978). An abstract of this problem is presented below.

Neither the type section of the Turonian or the type Coniacian display the stage contacts well, or yield abundant macrofossils which are useful in determination of the boundary. More completely developed, fossiliferous reference sections must be relied upon in defining the stage boundaries. The best studied, most complete fossiliferous sequences across the boundary are those of northern Germany, and particularly those of the Hannover-Braunschweig area, and those of the Western Interior United States. In both, key ammonite-bivalve faunas occur throughout the boundary zone sequence.

Following the original concepts of d'Orbigny, each stage should be identified by its internally characteristic biota. It follows that the easiest and most consistently recognized boundary between these stages will be that point at which the most abrupt evolutionary turnover occurs between typical Turonian and typical Coniacian faunas.

Inoceramids which are most typical of the Turonian Stage are members of the *Mytiloides mytiloides* (Mantell) — *M. labiatus* (Schlotheim) lineage, and the *Inoceramus cuvieri* Sowerby — *I. lamarcki* Parkinson lineage.

Typical Coniacian inoceramids include the lineage of *Cremnoceramus inconstans* Woods, *Volviceramus involutus*, and *Platyceramus mantelli*, and in the upper part, *Magadiceramus subquadratus* (Schlüter). The *Cremnoceramus rotundatus-erectus-deformis* lineage is considered characteristic of the American Lower Coniacian; it is directly ancestral to the Middle Coniacian *C. schloenbachi* (Böhm) and *C. inconstans* lineages. The cosmopolitan bivalve genus *Didymotis*, and the Euramerican rudist species group of *Durania austinensis* (Roemer) — *D. cornupastoris* (Des Moulins) characterize the Lower Coniacian along with the first appearance of the ammonite genera *Peroniceras*, *Barroisiceras*, and *Prionocycloceras* or *Forresteria*.

The majority of concerned biostratigraphers agree on these macroinvertebrate criteria for identifying Turonian and Coniacian biotas (excepting the *C. deformis-schloenbachi* lineage; Seitz, 1959), but the application of these criteria to defini-

tion of the Coniacian — Turonian boundary has been irregular. Inconsistent definition of the boundary reflects failure to integrate all available biostratigraphic data in some areas, and lack of sufficient fossils in others.

SEITZ (1959, p. 120) placed the boundary in Europe a b o v e the range zones of "*Inoceramus*" (= *Cremnoceramus*) *schloenbachi* (BÖHM) and "*I.*" (= *C.*) *deformis* MEEK, and at the base of the range zones of *Volviceramus? koeneni* (MÜLLER), *V. involutus* (SOWERBY), *Platyceramus circularis* (SCHLÜTER), and *Inoceramus kleini* (MÜLLER). He recognized that this was higher than the North American version of the boundary, drawn at that time at the base of "*I.*" (= *Cremnoceramus erectus*) MEEK and "*I.*" (= *C. deformis* zones (= "*I.*" *schloenbachi* according to SEITZ, 1959, p. 118; but not KAUFFMAN, 1975, 1977a), and that his Coniacian — Turonian boundary in Germany generally correlated with the base of the American Middle Coniacian and the earliest appearance of *Volviceramus (V. umbonatus* (MEEK), *V. grandis* (CONRAD)). In effect, SEITZ (1959) and TRÖGER (1967) correlated the upper half of the North German "Upper Turonian" with the American Lower Coniacian. SORNAY (1959) followed this lead in France. The debate is, which boundary is most correct?

TRÖGER's careful documentation of the middle European "Turonian" inoceramids (1967) provided a major breakthrough. He demonstrated a major radiation at the base of the "Oberturon", and the existence of a major evolutionary break within the "Upper Turonian" inoceramid faunas (ibid. fig. 43, dashed line) at or near the base of the *I. ernsti* HEINZ and "*I.*" (= *Cremnoceramus?) rotundatus* (FIEGE) range zones, and equivalent in position to SEITZ's pick of the American Turonian-Coniacian boundary. TRÖGER shows (1967, fig. 43) that an assemblage of *Mytiloides fiegei* (TRÖGER) and subspp., and *M. dresdensis* (TRÖGER) and subspp. (both descendents of the Turonian *M. labiatus* lineage) are restricted to and characterize the German "Upper Turonian" below this evolutionary discontinuity, and that the *I. ernsti* lineage, *Cremnoceramus deformis* and early forms of the *C. inconstans* lineage characterize the overlying beds of the "Oberturon". A second evolutionary discontinuity lies within the lower part of the "Oberturon", below TRÖGER's dashed line (1967, fig. 43), dividing this interval into two inoceramid zones:

a) a lowest one exclusively containing *Mytiloides? dresdensis labiatoidiformis* (TRÖGER) and *M. angustiundulatus* (TRÖGER), associated with the uppermost range zones of several species also found in the upper "Mittelturon" (e. g. "*I. vancouverensis parvus*" TRÖGER and "*I. v. longealatus*" (TRÖGER), and the lowest ranges of several species which also range into the middle and upper "Oberturon" (e. g. *M. dresdensis dresdensis, M. fiegei fiegei, M. striatoconcentricus* aff. *M. s. carpathicus*, and *I. "vancouverensis vancouverensis"*). This is a mixed Turonian — Coniacian boundary fauna in North America.

b) An upper zone marked by the first appearances of species within the *Cremnoceramus* lineage *(C? waltersdorfensis* f. t. and subsp. *hannovrensis, C? rotundatus)*, immediate ancestors to *C. erectus, C. deformis*, and early *C. inconstans*, typical Coniacian inoceramids of France, North America, the Caribbean, etc. These are associated with species derived from the lowest "Oberturon" assemblage, *M. fiegei* and subssp., *M. dresdensis dresdensis, M. lusatiae*, and *I. "vancouverensis vancouverensis"*.

The Zöttbach inoceramid fauna lies in this upper (b) zone of overlap, and contains elements from both the younger assemblage (late "Ober Turon" of German usage, e. g. *I. koegleri, C? waltersdorfensis hannovrensis,* and *C? rotundatus*), and from the older assemblage (early "Oberturon" of German usage: α, β e. g.; *Mytiloides africanus = M. fiegei mytiloidiformis,* and *M.* sp. cf. *M. lusatiae).* These inoceramids, in association, mark the earliest Coniacian in North America and the Caribbean, where they are associated with lower Coniacian ammonites.

Scott and Cobban (1964), Kauffman (1975, 1977a, b; 1979a) and Kauffman, Cobban, and Eicher (1978) have clearly established the age of *Cremnoceramus deformis* and *C. erectus* s. s. in North America as Lower Coniacian because of their association with the lower part of the range zones of Lower Coniacian ammonites such as *Prionocycloceras* (= *Forresteria*) and *Barroisiceras.*

Kauffman (1978a, 1979a) confirmed this inoceramid-ammonite association at several Euramerican localities. The discovery of *Didymotis* sp. and *Durania austinensis* (? = *D. niobrarensis*) with *C. deformis* and *C. erectus,* respectively, in the Western Interior United States further suggests a Lower Coniacian age for the assemblage; both of these bivalves are restricted to the Coniacian. Kauffman (1966, 1975) noted that the lineage of *C. erectus-C. deformis* also extended lower in North America (as in Europe; Tröger, 1967), below these trusted Coniacian bivalve-ammonite markers, and named this lowest zone the "*I.*" (= *C.*) *erectus* (early form) zone, referring it to the Coniacian. A moderately diverse inoceramid assemblage occurs with this zone. Subsequently, it has been determined that this "species" is *Cremnoceramus? rotundatus* Fiege of Tröger (1967), the immediate ancestor of *C. erectus.* At the base of its range zone in Europe, North America, Brazil, and the Caribbean, *C. erectus* overlaps the upper part of the range zone of *C? waltersdorfensis hannovrensis* (Heinz) (see Kauffman, 1975; 1978b; Tröger, 1967); Heinz's subspecies ranges lower, where it is associated with a highly diverse inoceramid assemblage in many parts of the world (the lowest "Oberturon" fauna of Tröger, 1967, Fig. 43; the "*I. problematicus*" zone fauna of Kauffman, 1966; and the *M. lusatiae, M. fiegei, M. dresdensis* fauna of Kauffman, 1978b). This has been previously regarded as a Turonian — Coniacian boundary fauna in North America. Subsequently, Coniacian foraminifera have been found with this assemblage in Aruba (Kauffman, 1978b; Smit, 1977); *Didymotis* was found with the assemblage near Salzgitter, north Germany (EGK), and the Coniacian ammonites *Barroisiceras* and *Peroniceras* have been found with *C? waltersdorfensis hannovrensis* near the base of its range in Jamaica (Sohl et al., 1974; Kauffman, 1978b). These factors suggest that the Turonian-Coniacian boundary, if it is to mark the major evolutionary change in ammonite-bivalve-foraminiferal faunas typical of these stages, should be at the base of the range of *C? waltersdorfensis hannovrensis,* and its diverse associated inoceramid assemblage (Tröger, 1967, Fig. 43; Kauffman, 1978b; Kauffman, Cobban, and Eicher, 1978). This places it also at the base of typical Coniacian ammonites such as *Peroniceras, Barroisiceras,* and *Prionocycloceras* (= *Forresteria*), and the Coniacian foraminiferal assemblage described by Smit (1977). These associations further suggest that the German Coniacian-Turonian boundary, as defined by Seitz (1959) and Tröger (1967), lies too high in the section, well above the first appearance of Coniacian ammonites, bivalves, and foraminifera, and therefore should be abandoned as a viable stage boundary

concept. It actually marks the Lower-Middle Coniacian Substage boundary in North America (formalized by KAUFFMAN, COBBAN, and EICHER, 1978).

In summary, inoceramid evidence strongly suggests an Early Coniacian age for the assemblage of *C? waltersdorfensis hannovrensis, I. (I.) inaequivalvis, M. africanus, M. lusatiae brandenbergensis,* and *M. striatoconcentricus trögeri* from the Zöttbach serpentinitic greensand. This is the only level at which all species recorded could occur together according to the careful zonation of TRÖGER (1967) in Germany and KAUFFMAN (1966, 1975, 1978b) and KAUFFMAN, COBBAN, and EICHER (1978) in North America and the Caribbean, and represents a level just below TRÖGER's dashed line (1967, text-fig. 43), which approximates TRÖGER and SEITZ's version of the "American" Turonian-Coniacian boundary level (lower than SEITZ, 1959, by one zone). The occurrence of Coniacian ammonites and other bivalves with these inoceramids in Europe, the Caribbean and North America confirm this age assignment. At Gosau, association of these inoceramids with typical Coniacian ammonites like *Solgerites* and *Hemitissotia,* and with *Durania* sp. aff. *D. cornupastoris* (the European equivalent of *D. austinensis)* and with a *Pycnodonte* resembling *P. aucella* ROEMER (Coniacian, ?Santonian) strongly supports the Coniacian age indicated by independent inoceramid dating, and further strengthens the argument for downward adjustment of the European Turonian-Coniacian stage boundary. The associated ammonites better fit a Middle Coniacian age (WIEDMANN, this paper) and reasons for this slight biostratigraphic discrepancy are under study. It does not detract from the importance of our discovery that the transgressive peak of the Gosau sequence in the northern facies is of Coniacian age.

The inoceramids of the Atzl-Graben (0.5 m — 2.5 m above the hippuritid framework), are also intercontinentally distributed species with important biostratigraphic utility. They suggest a slightly younger age than the assemblage of Zöttbach, one zone higher in the biostratigraphic system proposed by KAUFFMAN (1975) and KAUFFMAN, COBBAN, and EICHER (1978) for North America and by TRÖGER (1967) for Middle Europe (TRÖGER's "Ober-Turon" is now considered to be Lower Coniacian; see previous discussion). The Atzl-Graben assemblage contains the Lower Coniacian zone fossil *Cremnoceramus? rotundatus* FIEGE, forms of this species transitional to *I. glatziae* FLEGEL, juvenile shells probably belonging to *C? waltersdorfensis* ANDERT, and a finely-ribbed inoceramid related to, and possible a direct ancestor of *Mytiloides? stantoni* (SOKOLOW). All but the last are typical Lower Coniacian forms found elsewhere with foraminifera and ammonites of this age; typical *M? stantoni* is characteristic of the Upper Coniacian and may range into the Lower Santonian, but ancestral forms like that in Atzl-Graben range into the Lower and Middle Coniacian elsewhere. An evolutionary series connects early forms of *M? stantoni* (like that at Atzl-Graben) with typical forms of the species in the Coniacian of North America (KAUFFMAN, 1975, fig. 4).

Systematic analysis of these inoceramids predominantly suggests a Lower Coniacian age, with some forms also ranging into the Middle Coniacian.

Thus, the northern shallow-water facies (Zöttbach and Atzl-Graben) can be placed into the Lower (on bivalves) to Middle Coniacian (on ammonites). A more precise dating cannot yet be given, as inoceramid biostratigraphy and ammonite

biostratigraphy cannot be precisely correlated, reflecting need for intense work on the faunal succession at the type localities.

The foraminiferal fauna of Zöttbach and Weißach did not contribute significantly to the detailed biostratigraphy, as it is very depauperate and poorly preserved (solely a few species of *Miliammina* and scattered miliolids). The calcarenites and marls underlying the hippuritid framework in the Atzl-Graben contain a rich benthic foraminiferal assemblage including numerous ecological specialists indicative of a peri-reefal environment (textulariids, lituolids, and a high diversity of lagenids). This fauna has not yet been thoroughly investigated, prohibiting inferences on its biostratigraphic detail. Using heavy mineral analyses, WOLETZ (1963, p. 96) noticed the strong uniformity with regard to the high chromite content both in the Zöttbach and Atzl-Graben areas. According to WOLETZ (1963, p. 92) high chromite content characterizes the stratigraphically lowest parts of the East-Alpine Gosau up to the Upper Campanian, when a change to a predominance of garnets occurred. Thus, WOLETZ (1967, p. 137) had already classified these beds as 'Lower Gosau' even before biostratigraphic evidence was discovered.

S o u t h e r n U n i t (Mühlbach, Brandenberger Ache)

The northern shallow-water sequences can be linked with the sequence of the Mühlbach (whose lower part corresponds to the Lower Santonian) based on sedimentological evidence of components in the turbidite sequence (p. 000). Partially indurated, partially friable sediments of shallow-water origin (calcarenites containing rudists, corals, and corallinacean algae) were transported into deeper parts of the basin. Autochthonous faunal elements allow dating at this sequence, as follows:

A rich Lower Santonian fauna of ammonites and inoceramids at the Mühlbach locality will be described elsewhere; the assemblage contains *Texanites quinquenodosus* (REDTENBACHER) which indicates a Lower Santonian age for the sequence. The ammonite fauna of the Mühlbach Valley also contains *Eupachydiscus, Damesites, Hauericeras, Neancycloceras* and others; only *Eupachydiscus isculensis* (REDTENBACHER) is described herein. In contrast to the Zöttbach fauna, which has specific Mediterranean, African, and Pacific influences, the Lower Santonian fauna of the Mühlbach area is characterized by cosmopolitan species.

The fauna from the ammonite-rich be e in the Mühlbach-Graben has been identified and previously dated. KATSCHTHALER (1935, p. 181) dated the fauna as "Oberemscher — Unterste Granulatenschichten" = Lower Santonian. HERM (1962, p. 45) and FISCHER (1964, p. 131) mentioned new finds of ammonites, similarly indicative of the Lower Santonian.

In this section additional dating is possible using planktonic foraminifera. The resistant calcareous marls overlying the ammonite layer (upper part of e) contain a poorly preserved foraminifer fauna consisting predominantly of benthic forms. The pelitic layers in the turbidite sequence f (fig. 6) contain an increasing number of planktonic foraminifera, with mixed forms, upward in the section. The following species are found together there: *Globotruncana concavata concavata* (BROTZ.), *Gltr. concavata carinata* DALB., *Gltr. concavata cyrenaica* BARR.

The last form is a precursor of *Gltr. concavata concavata*. Its distribution is Upper Coniacian to Lower Santonian (BARR 1972). The joint occurence of *Gltr.*

*concavata concavata* and *Gltr. concavata carinata* is typical of the whole of the Santonian. In the marls following the turbidites g (Fig. 6) *Gltr. concavata cyrenaica* disappears. The marls contain an association of globotruncanids of the upper Lower Santonian which is comparable, with regard to its quantitative composition, to that of marls in the neighboring basin of Eiberg/Tyrolia (transition Zone A to Zone B, IBRAHIM 1977, p. 54). *Globotruncana atlantica* CARON and *Globotruncana thalmani* GANDOLFI, both typical of the Upper Santonian, appear only in the upper part of the Mühlbach Creek section. Deposition of uniform, pelagic, relatively offshore marls and calcareous marls with decreasing numbers of sandstone layers continues during the whole of the Santonian (FISCHER 1964, p. 1—3; OBERHAUSER 1963, p. 28).

The abundant inoceramids of the ammonite bed in the Mühlbach Graben represent a diverse Lower Santonian assemblage of cosmopolitan elements. Whereas the fauna is currently being described in detail (EK), the following forms are now known as numerically dominant species: *Cladoceramus undulatoplicatus* (ROEMER) and subspp.; *Platyceramus cycloides* (WEGNER) and subspp.; and *Sphenoceramus,* sp., all typical of the Lower Santonian. *Magadiceramus subquadratus* (SCHLÜTER), usually regarded as an uppermost Coniacian form but reported sparsely from the lowest Santonian, is also abundant. These taxa confirm the Lower Santonian age based on ammonites and foraminifers.

Based on our new biostratigraphic dating, therefore, a "Lower" and "Middle" Gosau sequence cannot be identified in the Brandenberg area, as previously proposed. The northern and southern facies are partly time-equivalent sequences. To the north, regression started very early. But in the southern region, basin subsidence and thus marine sedimentation continued into the Campanian, and there is no evidence for a Santonian regression.

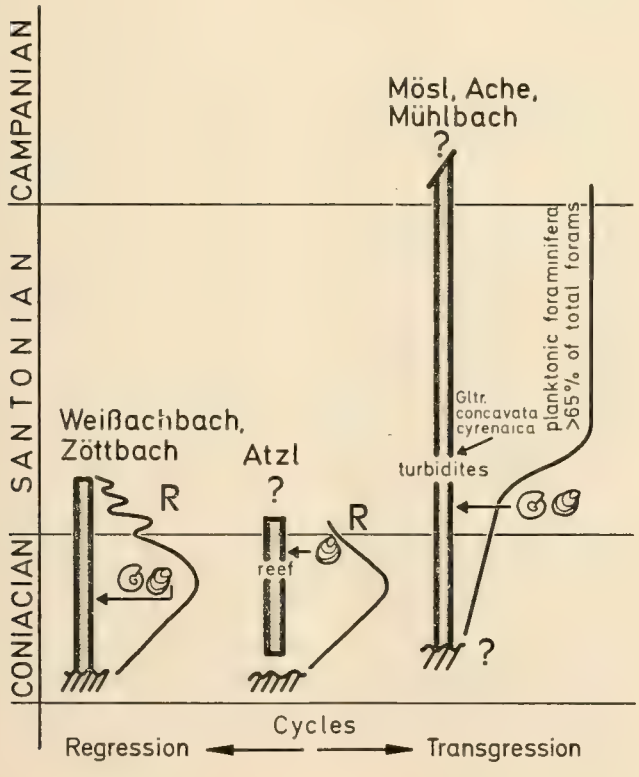



Fig. 11:
Synoptic correlation of the three Gosau sections, treated in this paper postulated transgression regression curve (R = regression); arrows indicate position of fossil beds with stratigraphic importance. Thickness of columns not to scale.

## References


Ampferer, O. (1921): Über die kohleführenden Gosauschichten des Brandenberger- und Thierseertales in Tirol. — Jb. Geol. Staatsanst., **71**: 149—158, 5 figs.; Wien.

Ampferer, O. & Ohnesorge, T. (1909): Über exotische Gerölle in der Gosau und verwandten Ablagerungen der tirolischen Nordalpen. — Jb. Geol. Reichsanst., **59** (2): 289—332, 27 figs.; Wien.

Anderson, F. M. (1945): Knoxville Series in the California Mesozoic. — Bull. Geol. Soc. America, **56** (10): 909—1014, 15 pls., 1 tab.; New York.

Andert, H. (1911): Die Inoceramen des Kreibitz-Zittauer Sandsteingebirges. — Festschrift Humboldtvereins, Feier 50 Jhr. Bestehens; Ebersbach: 33—64, 9 pls.; Leipzig (Max Weg).

Andert, H. (1934): Die Kreideablagerungen zwischen Elbe und Jeschken: Teil III: Die Fauna der obersten Kreide in Sachsen, Böhmen und Schlesien. — Abh. Preuss. Geol. Landesanst., N. F., **159**: 1—477, pls. 1—19, 102 text-figs., 6 tabs.; Berlin.

Barr, F. T. (1972): Cretaceous biostratigraphy and planktonic foraminifera of Libya. — Micropaleontology, **18** (1): 1—46, 10 pls.; New York.

Basse, E. (1947): Les peuplements malgaches de *Barroisiceras*. Révision du genre *Barroisiceras* De Grossouvre. — Ann. Paléont., **33**: 97—178, 7 figs., pls. 1—15; Paris.

Benavides, V. E. (1965): Cretaceous System in Northern Peru. — Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., **108** (4): 357—493, 58 figs., pls. 31—66; New York.

Besairie, H. (1930): Recherches géologiques à Madagascar. — 128 pp.; Toulouse.

Bräutigam, F. (1962): Zur Stratigraphie und Paläontologie des Cenomans und Turons im nordwestlichen Harzvorland. — 261 pp., Dissertation math.-nat. Fak., Techn. Universität; Braunschweig.

Brinkmann, R. (1934): Zur Schichtfolge und Lagerung der Gosau in den Nördlichen Ostalpen. — Sitzber. Preuss. Akad. Wiss., phys.-math. Kl., 1934, **27**: 470—475; Berlin.

Brongniart, A. (1822): In Cuvier, G.: Recherches sur les Ossements fossiles. — **2** (2): 333—609; Paris (G. Dufour & E. d'Ocagne).

Brücken, H. (1910): Die Fauna des unteren Senons von Nord-Peru. — N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd. **30**: 717—788, 17 figs., pls. 25—29; Stuttgart.

Collignon, M. (1948): Ammonites néocrétacées du Menabe (Madagascar). I. — Les Texanitidae. 1. — Ann. géol. Serv. Mines Madagascar, **13**: 47—107, 11 figs., pls. 7—20 (1—13); Paris.

Collignon, M. (1955): Ammonites néocrétacées du Menabe (Madagascar). II. — Les Pachydiscidae. — Ann. géol. Serv. Mines Madagascar, **21**, 98 pp., 21 figs., 28 pls.; Paris.

Collignon, M. (1965): Atlas des fossiles caractéristiques de Madagascar (Ammonites). Fasc. XIII (Coniacien). — Serv. géol. Rep. Malgache, 88 pp., pls. 414—454; Tananarive.

Collignon, M. (1966): Atlas des fossiles caractéristiques de Madagascar (Ammonites). Fasc. XIV (Santonien). — Serv. géol. Rep. Malgache, 134 pp., pls. 455—513; Tananarive.

Conrad, T. A. (1872): Description of the Genus *Haploscapha* and Subgenus *Cucullifera*, together with the species *H. grandis* and *H. (C.) excentrica*. — In Hayden, F. V., Prelim. Rept. U.S. Geol. Surv. Montana, Adj. Terr., 5th. Ann. Rept. Progress, 349 pp., Washington.

Cox, R. R. (1969): Family Inoceramidae Giebel, 1852. In Moore, R. C., (Ed.): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part N, vol. 1, Mollusca 6, Bivalvia. Geol. Soc. America, Univ. Kansas. Press: N 314—N 321, figs. C 46—C 49; Lawrence, Kansas.

Dechaseaux, C., & Coogan, A. H. (1969): Family Radiolitidae Gray, 1848: In Moore, R. C. (Ed.), Treatise on invertebrate Paleontology, Part N, **2** (of 3), Mollusca 6, Bivalvia. — Geol. Soc. America, Univ. Kansas Press: N 803—N 817, figs. E 266—E 274; Lawrence, Kansas.

Dietrich, V. J. & Franz, U. (1976): Ophiolith-Detritus in den santonen Gosau-Schichten (Nördliche Kalkalpen). — Geotekt. Forsch., 50: 85—109, 7 figs., 2 tabs., 1 pl.; Stuttgart.

Dobrov, S. A. & Pavlova, N. M. (1959): Inoceramidae, In Moscvin, M. (Ed.): Atlas of Upper Cretaceous Fauna of the North Caucasus and the Crimea. — Min. Res. Inst., Nat. Gases, USSR, 499 pp., 26 pls.; Moscow.

Fiege, K. (1930): Über die Inoceramen des Oberturon, mit besonderer Berücksichtigung der in Rheinland und Westfalen vorkommenden Formen. — Palaeontographica, 73: 31—47, 4 pls.; Stuttgart.

Fischer, R. (1964): Geologisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der Unteren Gosau von Brandenberg in Tirol. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 4: 127—144, 2 figs.; München.

Gerth, H. (1961): Neue Ammonitenfunde in den Gosauschichten der Gosau und ihre stratigraphische Bedeutung. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 112: 119—142, 4 figs., pls. 24; Stuttgart.

Giebel, C. G. (1852): Deutschlands Petrefacten. Ein systematisches Verzeichnis aller in Deutschland und der angrenzenden Ländern vorkommenden Petrefacten nebst Angabe der Synonyme und Fundorte: 329—441; Leipzig.

Goldfuss, A. (1833—1841): Petrefacta Germaniae. — II: 1—312, pl. 72—165; Düsseldorf (Arnz & Comp).

Grossouvre, A. de (1894): Recherches sur le Craie supérieure. 2e partie: Paléontologie. Les Ammonites de la Craie supérieure. — Mém. serv. explic. Carte géol. dét. France, 264 pp., 89 figs., 39 pls.; Paris (Impr. Nat.).

Gümbel, C. W. (1868): Geognostische Beschreibung des Königreichs Bayerns. 2. Abt.: Geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges oder des Bayerischen und Oberpfälzer Waldgebirges. — 968 pp., illus.; Gotha (Justus Perthes).

Hauer, F. v. (1858): Über die Cephalopoden der Gosauschichten. — Beitr. Palaeont. Österr., 1: 7—14, pls. 1—3; Wien.

Heine, E. (1929): Die Inoceramen des Mittelwestfälischen Emschers und Unteren Senons. — Preuss. Geol. Landesanst. Abh., N. F., 120: 1—124, pls. 1—20; Berlin.

Heinz, R. (1928a): Das Inoceramen-Profil der Oberen Kreide Lüneburgs mit Anführung der neuen Formen und deren Kennzeichnung. Beiträge zur Kenntnis der oberkretazischen Inoceramen I. — Jber. niedersächs. geol. Ver., 21: 63—81, 2 pls.; Hannover.

Heinz, R. (1928b): Über die Oberkreide-Inoceramen Süd-Amerikas und ihre Beziehungen zu denen Europas und anderer Gebiete (Inoceramen V). — Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, 10: 42—97, 3 pls.; Hamburg.

Heinz, R. (1928c): Über die bisher wenig beachtete Skulptur der Inoceramen-Schale und ihre stratigraphische Bedeutung (Inoceramen IV). — Mitt. geol. Staatsinst. 10: 5—39, 3 pls.; Hamburg.

Heinz, R. (1930): In Besairie, H.: Recherches géologiques à Madagascar. — 1—128; Toulouse.

Heinz, R. (1932): Aus der neuen Systematik der Inoceramen (Inoceramen XIV). — Mitt. Geol. Staats-Inst. Hamburg, 13: 1—26; Hamburg.

Heinz, R. (1933): Inoceramen von Madagaskar über ihre Bedeutung für die Kreide-Stratigraphie: (Inoceramen XII). — Z. Deutsch. Geol. Ges., 85 (4): 241—259, pls. 16—22; Berlin.

Herm, D. (1962): Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Oberkreide im Lattengebirge und im Nierental (Gosaubecken von Reichenhall und Salzburg). — Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., N. F., 104, 119 pp., 9 figs., 11 pls.; München.

Herm, D. (1974): Sedimentationszyklen und Extrembiotope in der Mittleren Gosau im Becken von Brandenberg/Tirol. — Nachr. dt. Geol. Ges., 9: 141—143, 1 fig.; Hannover.

HERM, D. (1977): Zyklische Regressions-Sedimentation und Fossil-Vergesellschaftungen in der Gosau (Santonium) von Brandenberg/Tirol. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., 17: 257—277, 5 figs.; München.

HERM, D. (1979, in press): Die Süddeutsche Kreide — ein Überblick. — Symp. "Deutsche Kreide", Münster; Stuttgart (Schweizerbart).

HERM, D. & SCHENK, V. (1971): Parasitäre Epökie von *Radiolites* auf *Trochactaeon*. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1971 (6): 324—339, 5 figs.; Stuttgart.

HILL, R. T. (1901): Geography and geology of the Black and Grand Prairies, Texas. — U.S. Geol. Surv., 21st Ann. Rept., pt. 7: 5—666, 71 pls., Washington.

IBRAHIM, A. H. M. (1976): Biostratigraphische Untersuchungen mit planktonischen Foraminiferen in der Oberkreide des Gosau-Beckens von Eiberg (Tirol). — 170 pp., 19 figs., 11 pls.; München (Frank oHG).

KARRENBERG, H. (1935): Ammonitenfaunen aus der Nordspanischen Oberkreide. — Palaeontogr. (A), 82: 125—161, 5 figs., pls. 30—33; Stuttgart.

KATSCHTHALER, H. (1935): Die Gosau von Brandenberg in Tirol. — Verh. Geol. Bundesanst., 1935 (11): 172—182; Wien.

KAUFFMAN, E. G. (1966): Notes on the Cretaceous Inoceramidae (Bivalvia) of Jamaica. — Jamaica Geol. Soc. Jour., 8: 32—40; Kingston.

KAUFFMAN, E. G. (1970): Population systematics, radiometrics, and zonation — a new biostratigraphy. — North American Paleont. Conv. I, Proc., Pt. F; 612—666, 10 text-figs.; Lawrence, Kansas.

KAUFFMAN, E. G. (1972): Evolutionary rates and patterns of North American Cretaceous Mollusca. — Proc. Int. Geol. Congr., Montreal, 1972, sec. 7: 174—189, 5 text-figs.; Montreal.

KAUFFMAN, E. G. (1974): Cretaceous assemblages, communities, and associations: Western Interior United States and Caribbean Islands. — Sedimenta, IV (Rosenstiel School, Marine and Atmospheric Science, Univ. of Miami): 12.1—12.27, 11 figs.; Miami.

KAUFFMAN, E. G. (1975): Dispersal and biostratigraphic potential of Cretaceous benthonic Bivalvia in the Western Interior. In CALDWELL, W. G. E. (Ed.): The Cretaceous System in the Western Interior of North America. — Geol. Assoc. Canada, Spec. Pap. 13: 163—194, 4 text-figs.; Waterloo, Ont.

KAUFFMAN, E. G. (1977a): Illustrated guide to biostratigraphically important macrofossils, Western Interior Basin, U.S.A. In KAUFFMAN, E. G. (Ed.): Cretaceous facies, faunas and paleoenvironments across the Western Interior Basin. — Mount. Geol. 14 (3/4), Rocky Mount. Assoc. Geol.: 225—274, pls. 1—32; Denver, Co.

KAUFFMAN, E. G. (1977b): Systematic, biostratigraphic, and biogeographic relationships between Middle Cretaceous Euramerican and North Pacific Inoceramidae. — Palaeont. Soc. Japan, Spec. Pap., 21, Mid-Cretaceous Events — Hokkaido Symposium, 1976: 169—212, 1 text-fig., 1 tab.; Tokio.

KAUFFMAN, E. G. (1978a): An outline of Middle Cretaceous marine history and Inoceramid biostratigraphy in the Bohemian Basin, Czechoslovakia. — In REYMENT, R. A. and THOMEL, G. (Eds.): Evenements de la partie Moyenne du Crétacé: Mid-Cretaceous Events: Uppsala 1975-Nice 1976: Rapports sur la biostratigraphie des regions cles: Reports on the biostratigraphy of key areas. — Ann. Mus. d'Hist. Nat. Nice, 4: XIII. 1 — XIII. 12, 5 pls.; Nice.

KAUFFMAN, E. G. (1978b): Middle Cretaceous bivalve zones and stage implications in the Antillean Subprovince, Caribbean Province. — In REYMENT, R. A., and THOMEL, G. (Eds.), Evenements de la partie Moyenne du Crétacé: Mid Cretaceous Events: Uppsala 1975-Nice 1976: Rapports sur la biostratigraphie des regions cles: Reports on the biostratigraphy of key areas. — Ann. Mus. d'Hist. Nat. Nice, 4: XXX. 1 — XXX. 11, 2 text-figs.; Nice.

KAUFFMAN, E. G. (1979, in press): Cretaceous: In TEICHERT, C. and ROBINSON, R. A. (Eds.), Treatise on invertebrate paleontology, Pt. A: 196—235 (proof pp.), text-figs. 1—10; Lawrence, Kansas.

Kauffman, E. G., Cobban, W. A., and Eicher, D. L. (1978): Albian through Lower Coniacian strata, biostratigraphy, and principal events, Western Interior United States: In Reyment, R. A., and Thomel, G. (Eds.) Evenements de la partie Moyenne du Crétace: Mid-Cretaceous Events: Uppsala 1975—Nice 1976: Rapports sur la biostratigraphie des regions cles: Reports on the biostratigraphy of key areas. — Ann. Mus. d'Hist. Nat. Nice, 4: XXIII. 1 — XXIII. 52, 17 pls. 7 text-figs.; Nice.

Kauffman, E. G. & Powell, J. D. (1977): Part 2, Paleontology. In Kauffman, E. G., Hattin, D. E. and Powell, J. D.: Stratigraphic, paleontologic, and paleoenvironmental analysis of the Upper cretaceous rocks of Cimarron County, northwestern Oklahoma. — Mem. Geol. Soc. America, 149: 47—150, pls. 1—12, text-figs. 1—7; New York.

Kauffman, E. G. & Scott, R. W. (1976): Basic Concepts of Community Ecology and Paleoecology. In Scott, R. W. & West, R. (Eds.): Structure and Classification of Paleocommunities: 28 pp., 4 text-figs.; Stroudsburg, Pa. (Dowden, Hutchinson and Ross Inc. Pub.).

Kauffman, E. G., and Sohl, N. F. (1974): Structure and evolution of Antillean Cretaceous rudist frameworks: In Jung, P. (Ed.): Contributions to the geology and paleontology of the Caribbean and adjacent areas. — Verhandl. Naturf. Ges. Basel, 84 (1): 31—467, 27 text-figs.; Basel.

Kollmann, H. A. (1967): Die Gattung *Trochactaeon* in der ostalpinen Oberkreide. Zur Phylogenie der Actaeonellidae. — Ann. Naturhist. Mus. Wien, 71: 199—261, 7 figs., 9 pls.; Wien

Kühn, O. (1947): Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. — Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. I, 156 (3/4): 181—200; Wien.

Lasswitz, R. (1904): Die Kreide-Ammoniten von Texas. — Geol. paläont. Abh., 10 (4), 40 pp., 8 figs., 8 pls.; Jena.

Lüthy, J. (1918): Beiträge zur Geologie und Paläontologie von Peru. — Beitr. schweiz. paläont. Ges., 43, 89 pp., 29 figs., 5 pls.; Genève.

Mantell, G. A. (1822): The fossils of South Downs, or illustrations of the geology of Sussex. — Lupton Relfe, Pub.: xiv + 1—327, 42 pls., 1 map; London.

Matsumoto, T. (1969): A Monograph of the Collignoniceratidae from Hokkaido. Part III. — Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. (D, Geol.), 19 (3): 297—330, 14 figs., pls. 39—45; Fukuoka.

Matsumoto, T. (1975): Additional acanthoceratids from Hokkaido (Studies of the Cretaceous ammonites from Hokkaido and Saghalien-28). — Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. (D, Geol.), 22 (2): 99—163, 18 figs., pls. 11—23; Fukuoka.

Matsumoto, T., Saito, R. & Fukada, A. (1957): Some acanthoceratids from Hokkaido. — Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., (D, Geol.), 6: 1—45, 14 figs., pls. 1—18; Fukuoka.

Mitura, F. (1957): Inoceramy Gornokredowe Bachowic. — Roczn. Polsk. towarz. Geol. (Ann. Soc. Geol. Pologne), 26 (4): 1—277, pl. 27; Warszava.

Moore, R. C., Ed. (1969): Treatise on invertebrate paleontology, Part N, Mollusca 6, Bivalvia, 1—3: Geol. Soc. America, Univ. Kansas Press; N 1—N 1224, illus.; Lawrence, Kansas.

Müller, G. & Wollemann, A. (1906): Die Molluskenfauna des Untersenon von Braunschweig und Ilsede. II. Die Cephalopoden. — Abh. preuß. Geol. LA., N. F. 47: 30 pp., 2 figs., Atlas w, 11 pls.; Berlin.

Nagao, T. & Matsumoto, T. (1939): A monograph of the Cretaceous *Inoceramus* of Japan, Pt. 1. — Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ., Ser. 4, 4 (3/4): 241—299, pls. 23—34; Tokio.

Nilsson, S. (1827): Petrifacta Suecana formationis Cretaceae, descripta et iconibus illustrata: 1—19, illus., Lund.

Oberhauser, R. (1963): Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. — Jb. Geol. B. A., 106: 1—88, 2 figs., 1 pl.; Wien.

Oberhauser, R. (1968): Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. — Jb. Geol. B. A., 111: 115—145, 2 figs., 2 pls.; Wien.

Pasternak, S. I. (1968): Inoceramidae: In Pasternak, S. I., Gaurilishin, V. I., Ginda, V. A., et al: Stratigrafiya i fauna Kreydovikh vidkladiv zakhodu Ukraynu (bez. Karpat). — Akad. Nauk Ukranian RSR, Inst. Geol., Geokhim, Goryuch. Kopal., 1—258: illus.; Kiev.

Peron, A. (1896—1897): Ammonites du Crétacé supérieur de l'Algérie. — Mem. Soc. géol. France, Paléont. Mém. **17**, pt. 1: **6**, fasc. 4: 5—24, pls. 14—19 (1—6); Paris 1896. — pt. 2: 7, fasc. 1, 2: 25—88, pls. 1—12 (7—18); Paris.

Petrascheck, W. (1903): Über Inoceramen aus der Kreide Böhmens und Sachsens. — Jahrb k. k. Geol. Reichsanst., **53** (1/4): 1—165, illus.; Wien.

Polsak, A (1967): Kredna makrofauna Juzne Istre. — Jugoslav. Akad. Znanosti i Umjetnosti, Palaeontologia Jugoslavica, **8**: 1—219, 85 pls., 45 text-figs.; Zagreb.

Redtenbacher, A. (1873): Die Cephalopodenfauna der Gosauschichten in den nordöstlichen Alpen. — Abh. k. k. Geol. Reichsanst., **5** (5): 91—140, pls. 22—30; Wien.

Reeside, J. B. (1932): The Upper Cretaceous ammonite genus *Barroisiceras* in the United States. — U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., **170-B**: 9—29, pls. 3—10; Washington.

Reyment, R. A. (1958): Übersichtliche Ergänzung von F. Solger's "Die Fossilien der Mungokreide in Kamerun und ihre geologische Bedeutung" (1904). — Stockh. Contr. in Geol., II: **4**: 51—72, 2 figs., pls. 1—7; Stockholm.

Richter, G. (1934): Aufrecht und liegend gewachsene Hippuriten. — Centralbl. Mineral. Geol. Paläont., B, **1934**: 342—346, 3 figs.; Stuttgart.

Richter, W. (1937): Sedimentpetrographische Beiträge zur Paläogeographie der ostalpinen Oberkreide. — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **16**: 59—84, 3 figs.; Hamburg.

Schafhäutl, K. F. E. (1863): Der Kressenberg und die südlich von ihm gelegenen Hochalpen geognostisch betrachtet in ihren Petrafakten. — Süd-Bayerns Lethaea Geognostica: Pt. 1, : ix-xvi: 1—487, Atlas; Leipzig (L. Voss).

Schenk, V. (1970): Zur Gastropodenfauna und Biofazies der mittleren Gosau (O. Kreide) von Brandenberg in Tirol. — 197 pp., 20 figs., 3 pls., Fotodruck (Verlag L. Janikowski); München.

Schlosser, M. (1909): Zur Geologie des Unterinntals. — Jb. Geol. Reichsanst., **59**: 525—574; Wien.

Schlüter, C. (1877): Zur Gattung *Inoceramus*. — Palaeontographica, **24**: 251—288, 4 pls.; Cassel.

Schulz, O. (1952): Neue Beiträge zur Geologie der Gosauschichten des Brandenberger Tales (Tirol). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **95** (1): 1—98, 10 figs., 5 pls., 2 tabs.; Stuttgart.

Scott, G. R., and Cobban, W. A. (1964): Stratigraphy of the Niobrara Formation at Pueblo, Colorado. — U.S. Geol. Surv., Prof. Pap. **454-L**: L 1—L 30, pls. 1—11, 9 text-figs.; Washington.

Seitz, O. (1922 [1921]): Die stratigraphisch wichtigen Inoceramen des Norddeutschen Turons. — Z. dt. geol. Ges., **73**: 99—107; Berlin.

Seitz, O. (1934/1935): Die Variabilität des *Inoceramus labiatus* Schlotheim. — Preuss. Geol. Landesanst. Jahrb., **55**: 429—474, pls. 1—5, 9 text-figs.; Berlin.

Seitz, O. (1959): Vergleichende Stratigraphie der Oberkreide in Deutschland und in Nordamerika mit Hilfe der Inoceramen. — Congr. Geol. Intern. XX, Sess. Symposium del Cretacio, I: 113—130, 1 tab.; Mexico.

Seitz, O. (1961): Die Inoceramen des Santon von Nordwestdeutschland: I. Teil. Die Untergattungen *Platyceramus, Cladoceramus* und *Cordiceramus*. — Beih. Geol. Jb., 46, P: 1—186, pls. 1—15, 39 text-figs.; Hannover.

Seitz, O. (1965): Die Inoceramen des Santon und Unter-Campan von Nordwestdeutschland: II. Teil. Biometrie, Dimorphismus und Stratigraphie der Untergattung *Sphenoceramus*. — Beih. Geol. Jb., **69**: 1—194, pls. 1—11, 26 text-figs., 56 tabs.; Hannover.

Seitz, O. (1967): Die Inoceramen des Santon und Untercampan von Nordwestdeutschland. III. Teil. Taxonomie und Stratigraphie der Untergattungen *Endocostea, Haenleinia, Platyceramus, Cladoceramus, Selenoceramus* und *Cordiceramus* mit besonderer Berücksichtigung des Parasitismus bei diesen Untergattungen. — Beih. Geol. Jahrb., **75**: 1—171, pls. 1—27, 27 text-figs., 8 tabs.; Hannover.

Seitz, O. (1970): Über einige Inoceramen aus der Oberen Kreide. 1. Die Gruppe des *Inoceramus subquadratus* Schluter und der Grenzbereich Coniac/Santon. — Beih. Geol. Jahrb., **86**: 1—171, pl. 1—28, 12 text-figs., Hannover.

Shumard, B. F. (1856): Description of new fossils from the Tertiary formations of Oregon and Washington Territories and the Cretaceous of Vancouvers Island, collected by. Dr. Jno. Evans, U.S. Geologist, under instructions from the Department of the Interior. — Trans. Acad. Sci., St. Louis, **1**: 120—125; St. Louis.

Simionescu, I. (1899): Fauna Cretacia Superiora de la Urmös (Transilvania). — Bucuresci, Acad. Romana, Publicatiunile fondu vi vasilie adamachi, **1** (4): 1—39, pl. 1—3, Bukarest.

Smit, J. (1977): Planktonic foraminiferal faunas from the upper part of the Washikemba Formation, Bonaire. — Abstr. 8th. Caribbean Geol. Conf., Curacao: 192—193; Amsterdam.

Sohl, N. F., Kauffman, E. G., and Coates, A. G. (1974): Macrofossil biostratigraphy and correlation of the Jamaican and Puerto Rican Cretaceous succession. — Abstr. 7th Caribbean Geol. Conf.: 64; Guadeloupe.

Sokolow, W. (1914): Kreideinoceramen des russischen Sachalin. — Mem. Com. Geol., N. S., **83**: 1—95, pls. 1—6; Petersburg.

Solger, F. (1904): Die Fossilien der Mungokreide in Kamerun und ihre geologische Bedeutung, mit besonderer Berücksichtigung der Ammoniten. — In: Esch, E. et al. (Hrsg.): Beiträge zur Geologie von Kamerun: 82—242, 76 figs., pls. 3—5; Stuttgart (Schweizerbart).

Sornay, M. J. (1959): Les faunes d'Inocérames du Crétacé Supérieur en France. — 84° Congr. Soc. savantes: 661—669; Paris.

Sornay, M. J. (1965): La faune d'Inocérames du Cenomanien et du Turonien inferieur du Sud-Est de Madagascar. — Ann. Paleont., Invert., **51** (1): 1—18, pls. A—C; Paris.

Sowerby, J. (1814): The mineral conchology of Great Britain; or coloured figures and descriptions of those remains of testaceous animals and shells, which have been preserved at various times and depths in the earth. — **2**: 609 pp., pls. 582; London (B. Meredith).

Stanley, S. M. (1972): Functional morphology and evolution of byssally attached bivalve mollusks. — J. Paleont., **46**: 165—212, illus.; Lawrence, Kansas.

Stanton, T. W. (1893, 1894): The Colorado Formation and its invertebrate fauna. — U.S. Geol. Surv. Bull., **106**: 1—288, 45 pls.; Washington.

Stanton, T. W. (1899): Chapter XIII. Mesozoic fossils: In Hague, A., Iddings, I. P., Weed, W. H., Walcott, C. D., Girty, G. H., Stanton, T. W. & Knowlton, F. H.: Geology of the Yellowstone National Park. Part 1. Descriptive geology, Petrography, and paleontology. — U.S. Geol. Surv. Mon., **32** (2), Congr. 3rd. Ses., House Rep., Doc. n. 287, pt. 2: 600—650, pls. 72—76; Washington.

Stenzel, H. B. (1971): Oysters; In Moore, R. C. (Ed.), Treatise on invertebrate paleontology, Mollusca 6, Part N, Bivalvia. — Geol. Soc. America, Univ. Kansas Press **3** (of 3): N 935—N 1224, 153 text-figs.; Lawrence, Kansas.

Stephenson, L. W. (1926): The Mesozoic rocks; In Adams, G. I., Butts, C., Stephenson, L. W., and Cooke, C. W.: Geology of Alabama. — Geol. Surv. Alabama, Spec. Rept., **14**: 231—250, pls. 77—92; Alabama.

Thiedig, F. (1975): Submarine Brekzien als Folge von Felsstürzen in der Turbidit-Fazies der Oberkreide des Krappfeldes in Kärnten (Österreich). — Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **44**: 495—516, 6 figs., pls. 40—42; Hamburg.

Tollmann, A. (1964): Übersicht über die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **14**, (1963): 81—88, Taf. 8.; Wien.

Tollmann, A. (1970): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 3. Teil: Der Westabschnitt. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **62**: 78—170, 3 pls.; Wien.

Tollmann, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. — XV, 580 pp., 256 figs., 3 pls.; Wien (Deuticke).

Tröger, K. A. (1967): Zur Paläontologie, Biostratigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oberkreide (Cenoman bis Turon); Teil I: Paläontologie und Biostratigraphie der Inoceramen des Cenomans bis Turons Mitteleuropas. — Abh. Staatl. Mus. Mineral. Geol., **12**: 13—207, pls. 1—14, 43 text-figs.; Dresden.

Tsagareli, A. L. (1963): Upper Cretaceous fauna from Dagastan (translation). — Akad. Nauk. Gruzinskoi SSR, Tiflis Geol. Inst., **13** (18): 79—108, pls. 1—7; Tiflis.

Voigt, E. (1977): Neue Daten über die submarine Großgleitung turoner Gesteine im Teutoburger Wald bei Halle/Westf. — Z. deutsch. geol. Ges., **128**: 57—79, 5 figs., 2 pls.; Hannover.

Voigt, E. & Häntzschel, W. (1964): Gradierte Schichtung in der Oberkreide Westfalens. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 495—548, 7 figs., 3 tabs., 18 pls.; Krefeld.

Wiedmann, J. (1960): Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses Céphalopodes. — C. R. 84e Congrés Soc. Savantes Paris et Départm. Dijon 1959, Sect. Sciences, Soussect. Géol.: 709—764, 16 figs., pls. 1—8; Paris.

Wiedmann, J. (1978): Eine paläogeographisch interessante Ammonitenfaunula aus der alpinen Gosau (Santon, Becken von Gosau, Oberösterreich). — Eclogae geol. Helv., **71** (3): 663—675, 3 figs., 2 pls.; Basel.

Wiedmann, J. & Kauffman, E. G. (1978): Mid-Cretaceous Biostratigraphy of Northern Spain. — Ann. Mus. hist. Nat. Nice, **4**: iii. 1 — iii. 22, 2 figs., 1 tab., 12 pls.; Nice.

Woletz, G. (1963): Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiär-Schichten der nördlichen Ostalpen. — Jb. Geol. B. A., Wien, **106**: 89—119, 4 figs., 18 tabs., 1 pl.; Wien.

Woletz, G. (1967): Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit. — Geol. Rdsch., **56** (1): 308—320, 1 fig., 1 tab.; Stuttgart.

Woods, H. (1911): The Cretaceous Lamellibranchia of England. — Mon. Palaeontogr. Soc., 2 (7/8): 261—340, pl. 45—54, text-figs. 29—96; London.

Wright, C. W. (1957): Mesozoic Ammonoids (pars). — In W. J. Arkell, B. Kummel & C. W. Wright: Mesozoic Ammonoidea, Treatise Invertebrate Paleont., **L**: L 80 — L 490, fig. 124—558; Lawrence, Kansas.

Yehara, S. (1924): On the Izumi Sandstone Group in the Onogawa Basin and the same group in Uwajima. — Japan. Jour. Geol., Geogr., **3** (1): 27—39, pls. 2—4; Tokio.

Young, K. (1963): Upper Cretaceous ammonites from the Gulf Coast of the United States. — Bur. Econ. Geol., Univ. Texas, Pub. no. **6304**: 1—373, 82 pls., 34 text-figs.; Dallas.

Zapfe, H. (1937): Paläobiologische Untersuchungen an Hippuritenvorkommen der nordalpinen Gosauschichten. — Verh. Zool. Bot. Ges. Wien, **86/87**: 73—124, 10 figs.; Wien.

## Plate 5

Ammonites of the $d_2$-marls (Middle Coniacian) of Zöttbach, Brandenberg, Austria.

A, B. *Solgerites* sp. cf. *S. brancoi* (Solger). BSP coll. nr. 1970 XVII 12.

A. Lateral view, B. Ventral view; 2/1.

C, D. *Hemitissotia alpina* Wiedmann n. sp. BSP coll. nr. 1970 XVII 14, Holotype; with overgrowth of *Pycnodonte aucella* (Römer) on Steinkern.

C. Apertural view, D. Lateral view; 1/1.
Arrow: beginning of the living chamber.

## Plate 6

Ammonites of the $d_4$-marls (Middle Coniacian) of Zöttbach, Brandenberg, Austria.

A, B. *Hemitissotia alpina* WIEDMANN n. sp. Paratype, BSP 1970 XII 15.
A. Lateral view, B. Ventral view; 1/1.

C, D. *Yubariceras gosavicum* WIEDMANN n. sp. Holotype, BSP 1970 XVII 13.
Living chamber fragment.
C. Lateral view, D. Ventral view; 1/1.

## Plate 7

Ammonites of the Coniacian of Madagascar and of the Lower Santonian of Mühlbach (Fig. 6), Brandenberg, Austria.

A, B. *Neokanabiceras madagascariense* COLLIGNON. Holotype; coll. M. COLLIGNON nr. 1784 (cf. COLLIGNON, 1965, pl. 182, fig. 1784). Middle Conician, Ankinatsy, Madagascar.
A. Ventral view, B. Lateral view; 1/1.

C, D. *Texanites quinquenodosus* (REDTENBACHER). Hypotype, GPII coll. nr. P 8161 (leg. KATSCHTHALER). Lower Santonian, Mühlbach near Brandenberg.
C. Ventral view, D. Lateral view of phragmocone; 1/1.

## Plate 8

Ammonites of the Lower Santonian of Mühlbach, Brandenberg, Austria, and the Upper Santonian of Madagascar.

A. *Eupachydiscus isculensis* (REDTENBACHER). Hypotype, GPII coll. nr. P 8162 (leg. KATSCHTHALER). Lower Santonian, Mühlbach, Brandenberg. Lateral view; 1/1.

B, C. *Neoselwynoceras paradoxum* COLLIGNON. Holotype, coll. M. COLLIGNON nr. 2027 (cf. COLLIGNON, 1966, pl. 513, fig. 2027). Upper Santonian, km 11 000, section Ampolypoly — Antsirasira-Behamotra, Madagascar. B, Ventral view, C. Lateral view; 1/1.

## Plate 9

A. *Cremnoceramus?* sp. aff. *C? rotundatus* (FIEGE), right lateral view (×2), small adult valve, with unusually fine concentric sculpture of closely and evenly spaced rugae on umbonal area. Figured specimen: plaster cast (USNM 241876) and external mold (BSP 1970 XVII 17) from beds immediately overlying the rudist framework at Atzlgraben, Brandenberg; Coniacian.

B. *Inoceramus* sp. aff. *I. ernsti* HEINZ, transitional to *I. glatziae* FLEGEL; lateral view (×1), incomplete small adult valve with characteristically quadrate rugae trace. Figured specimen, plaster cast (USNM 241877) of external mold (BSP 1970 XVII 18), from the "*Avicula*-Niveau", just above the Atzl rudist framework, Atzlgraben, Brandenberg; Coniacian.

C. *Cremnoceramus? rotundatus* (FIEGE), right lateral view (×1), small adult valve with characteristically bent growth line (rugae) trace posteroventrally: Hypotype, plaster cast (USNM 241878) of external mold (BSP XVII 19), from beds overlying the Atzl rudist framework, Atzlgraben, Brandenberg; Coniacian.

D. G. *Cremnoceramus? waltersdorfensis hannovrensis* (HEINZ); right lateral and anterior views (×1) respectively, typical adult specimen: Hypotype (BSP 1970 XVII 20) from the Zöttbach (bed $d_4$), Brandenberg, Austria; Middle Coniacian.

E. F. H. *Inoceramus (Inoceramus) inaequivalvis* SCHLÜTER. E. Anterior view (×1), left valve of hypotype; (BSP 1970 XVII 21) (see also Plate 10, B), F. H. Anterior and left lateral view (×1), small typical left valve: Hypotype (BSP 1970 XVII 22), Zöttbach (bed $d_4$), Brandenberg Basin, Austria; Middle Coniacian.

I. J, K, O, Q, R. *Inoceramus (Inoceramus) koegleri* ANDERT; from the Middle Coniacian, Zöttbachgraben (bed $d_4$), Brandenberg.

I, J. Right valve (×1), anterior right and lateral views, respectively, typical in form and ornament for species. Hypotype (BSP 1970 XVII 23).

K. Small right valve (×1) with unusually strong rugae; Hypotype (BSP 1970 XVII 24).

O, Q, R. Left valve, posterior, anterior, and left lateral views (×1), respectively, deformed specimen with inclination greater than normal; Hypotype (BSP 1970 XVII 25).

L, P. *Mytiloides africanus* (HEINZ), anterior and lateral views (×1), respectively, right valve typical of species; Hypotype (BSP 1970 XVII 26) from the Zöttbachgraben (bed $d_4$), Brandenberg; Middle Coniacian.

M, N. *Mytiloides lusatiae brandenbergensis,* n. subsp., posterior and left lateral views (×1), respectively, of left valve; Holotype (BSP 1970 XVII 27) from the Zöttbachgraben (bed $d_4$), Brandenberg; Middle Coniacian.

## Plate 10

A. *Durania* sp. aff. *D. cornupastoris* (DES MOULINS); dorsal view (×1) of attached (lower) valve showing marginally fluted dorsal surface (funnel plates) lacking epibionts and endobionts, indicating coverage by mantle in life. Note crushed portion of small conical upper valve in aperture of body cavity. Figured specimen (BSP 1970 XVII 28) from the Zöttbachgraben (bed $d_1$), Brandenberg Basin; Middle Coniacian.

B. *Inoceramus (Inoceramus) inaequivalvis* SCHLÜTER; left lateral view (×2), adult valve with typical ornament, but more inclined than normal for species; auricle partially broken off posteriorly. Hypotype (BSP 1970 XVII 21) (see also Plate 9, F), from the Zöttbachgraben (bed $d_4$), Brandenberg Basin; Middle Coniacian.

C. *Pycnodonte* sp. (juvenile) aff. P. *aucella* (RÖMER); left lateral view (×2), small attached valve with large scar and posterior auricle broken; figured specimen (BSP 1970 XVII 29), from the Zöttbach section (bed $d_4$), Brandenberg Basin, Austria; Middle Coniacian.

D, E. *Mytiloides (Mytiloides) striatoconcentricus trögeri,* n. subsp.; right lateral and anterior views (×2), respectively, of adult right valve, typical of subspecies. Holotype (BSP 1970 XVII 30), from the Zöttbachgraben (bed $d_4$), Brandenberg Basin; Middle Coniacian.

## Plate 11

A, B. *Durania* sp. aff. *D. cornupastoris* (DES MOULINS); Zöttbachgraben (bed $d_1$), Brandenberg, Middle Coniacian (BSP 1970 XVII 16).

A. Oblique lateral view (×1) of siphonal area, attached (lower) valve, showing one siphonal groove (depressed area with fine equal costae), well defined coarse costae, and low conical growth form of shell; specimen sawed along truncated upper surface to make polished section through body cavity.

B. Basal view (×1) of lower, attached valve, same specimen; note impressions of pebbles in attachment surface, indicating coarse clastic nature of substrate to which specimen was cemented. Siphonal groove at lower left.

C. *Mytiloides* ? aff. *M.? stantoni* (SOKOLOW); 2 m above rudist framework, Atzlgraben, Brandenberg. C. lateral view (×3), composite mold (USNM 242995).

D. *Inoceramus (Inoceramus) koegleri* ANDERT; Zöttbachgraben (bed $d_4$), Brandenberg, Lower Coniacian. Left valve, interior with hinge line (×2). Same specimen as Plate 9, O, Q, R.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 19 | 93—123 | München, 15. 12. 1979

# Weitere Paleozän-Gastropoden aus dem Helvetikum des Haunsberges nördlich von Salzburg

Von Franz Traub*)
mit einem mikropaläontologischen Beitrag von Herbert Hagn*)

Mit 1 Abbildung und Tafel 12—18

Kurzfassung

Aus den paleozänen Oichinger Schichten des Haunsberges N Salzburg werden 20 neue Gastropodenarten beschrieben. 5 seit längerem bekannte Gastropodenarten aus anderen Paleozängebieten sind vertreten. Das stratigrafische Alter der Mollusken führenden Oichinger Schichten kann auf oberes Mont — tieferes Thanet eingeengt werden.

Abstract

20 new species of gastropods are described from the Paleocene strata of Oiching, Haunsberg N. Salzburg. Five species of gastropods, long known from other paleocene areas, are represented. The stratigraphic age of the mollusk containing strata of Oiching can be placed between Upper Mont and Lower Thanet.

Inhalt

1. Einleitung . . . . . 94
2. Systematischer Teil zur Gastropodenfauna der Oichinger Schichten . . . . . 95
3. Paläontologische Ergebnisse . . . . . 117
4. Stratigraphische Ergebnisse . . . . . 118
Zum Alter der Oichinger Schichten (H. Hagn) . . . . . 120
Literatur

*) Dr. F. Traub, Prof. Dr. H. Hagn, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, Richard-Wagner-Str. 10, D-8000 München 2.

## 1. Einleitung

Im Jahre 1938 erschien meine Dissertation: „Geologische und paläontologische Bearbeitung der Kreide und des Tertiärs im östlichen Rupertiwinkel nördlich Salzburg“ (Traub 1938), in welcher eine bis dahin nicht bekannte Molluskenfauna aus dem paleozänen Oichinger Schichten des Haunsberges beschrieben wurde. Die damaligen Fossilgrabungen erstreckten sich hauptsächlich auf den Kroisbachgraben; siehe auch Abb. 2 zu meiner Veröffentlichung 1953. Erst im Jahre 1948 konnten neue Grabungen begonnen werden. Sie dehnten sich allmählich auf die weitere Umgebung aus (Abb. 1). Dabei wurde neues Fossilmaterial gewonnen, von welchem ich nur einen Teil zur Veröffentlichung bringe.

Die Oichinger Schichten sind dunkle, sandige Mergel mit gelegentlich glaukonitischen Grobsand-Einschaltungen wie im Kroisbachgraben. Sie fallen nördlich der Frauengrube mit etwa 80° nach SSE ein und sind nach Gohrbandt 1963 mehrfach verschuppt. Die molluskenreichen Schichten beschränken sich vorwiegend auf die Zonen C und D. Für sie hat Gohrbandt, wie ich bereits vorher, ein Thanetalter angenommen.

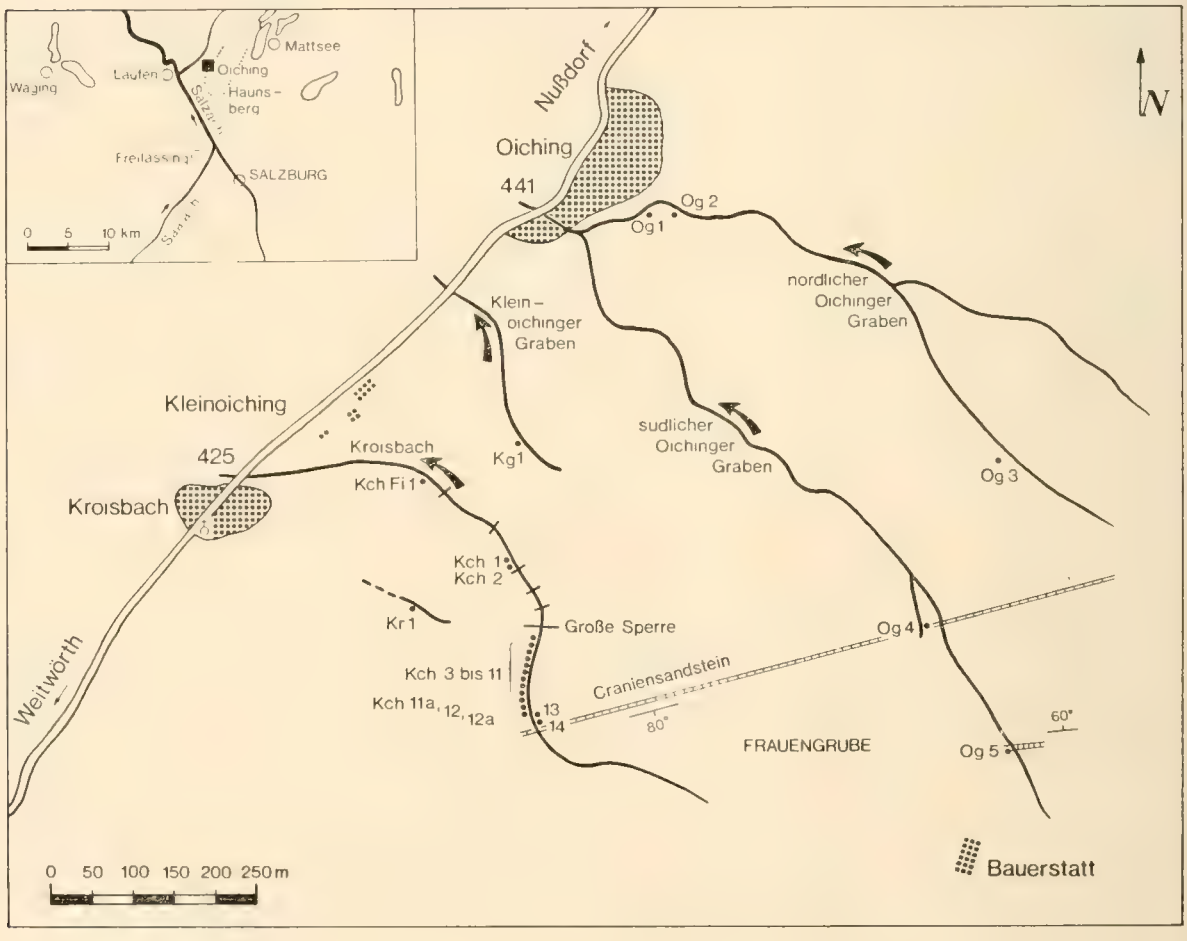



Abb. 1: Topographische Skizze der Grabungen im Paleozän der Oichinger Schichten und im Craniensandstein. Die eozäne Frauengrubesynkline zwischen den Grabungen Og 4 und Og 5 ist nicht eingetragen.

Für die Überlassung eines Arbeitsplatzes im Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität bin ich Herrn Prof. Dr. D. Herm zum aufrichtigen Dank verpflichtet. Besonders herzlich bedanke ich mich bei Herrn Prof. Dr. H. Hagn für seinen Beitrag zum Alter der Oichinger Schichten. Herrn Dr. med E. Scherer und Herrn Dr. G. Schairer sowie Herrn Dr. P. Wellnhofer danke ich für stete Hilfsbereitschaft. Die fotografischen Arbeiten führte Herr F. Höck, die Zeichenarbeiten Herr K. Dossow durch. Auch diesen Herren danke ich sehr. Nicht zuletzt danke ich Frau I. Dudzinski für Übersetzungen aus dem Russischen.

## 2. Systematischer Teil zur Gastropodenfauna der Oichinger Schichten

Vorbemerkung: Die systematische Anordnung der Gastropoden erfolgte nach Wenz (1938—1944) und Lindner (1975). Die Gastropoden dieser Arbeit sind in der Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie unter den jeweils angegebenen Inventarnummern aufbewahrt.

Classis Gastropoda
Subclassis Streptoneura (Prosobranchia)
Ordo Diotocardia (Archaeogastropoda)
Superfamilia Pleurotomariacea
Familia Pleurotomariidae
Subfamilia Pleurotomariinae
Genus *Leptomaria* Eud. Deslongchamps, 1865

*Leptomaria sublevis* n. sp.
Taf. 12, Fig. 4

Material: 1 Gehäuse

Holotypus: 1961 I 70, Taf. 12, Fig. 4
Maße: H 134 mm, B 180 mm

Locus typicus: südlicher Graben von Oiching, Og 4

Stratum typicum: Craniensandstein, Paleozän

Derivatio nominis: sub (lat.) unter, hier etwas, ziemlich; levis (lat.) glatt, wegen der ziemlich glatten Schalenoberfläche.

Beschreibung: Gehäuse sehr groß, breiter als hoch, kreiselförmig; Gewinde kuppelförmig; Protoconch beschädigt, soweit erkennbar aus einem knopfartigen Nucleus und 1 Windung bestehend; 4 Mittelwindungen und eine Endwindung. Die erste Mittelwindung ist oben sehr flach, nach unten stärker gewölbt und gegen die Naht hin eingezogen. Die übrigen Mittelwindungen sind über dem Schlitzband schwach konvex, unterhalb davon schwach konkav. Das schmale, glatte, etwas versenkte Schlitzband befindet sich knapp unter der Mitte der Windungen. Die Nähte sind kaum vertieft. Unter der oberen Naht 3 äußerst feine Spiralreifen, unterhalb davon beidseits des Schlitzbandes ist die Schale glatt. Dann folgen bis zur unteren Naht 10 bis 12 sehr feine wellige Spiralreifen, welche durch die Anwachsstreifen schwach gegittert sind. Diese verlaufen über dem Schlitzband bogig nach vorwärts, unterhalb davon ebenso und sind gegen die

untere Naht hin gerade. Schlitzband mit glatten opisthoklinen Lunulen; Endmündung sehr groß, etwa $^{6}/_{10}$ der Gesamthöhe, mit einer stumpfen Kante gegen die Unterseite; Schlitz etwa $^{1}/_{4}$ der Endwindung offen; Unterseite fast eben mit nur stellenweise erhaltenen äußerst feinen Spiralreifen; enger tiefer Nabel; Mündung groß, quer verlängert, rundlich rautenförmig; Columellarand der Mündung gegen den Nabel hin leicht umgeschlagen; Außenrand nicht erhalten, nach den Anwachsstreifen zu schließen müßte hier ein etwa 2 cm tiefer Sinus vorliegen.

Bemerkungen: Unsere Art kann mit den langsam wachsenden Umgängen und der gleichen Größe mit *Pleurotomaria tadgikistanica* Mironowa aus der bucharischen Stufe von Mittelasien und aus dem Thanet der Krim (Makarenko, 1961, S. 80, Taf. 14, Fig. 1, Taf. 15, Fig. 1) verglichen werden. Abweichungen bestehen in der Skulptur mit 35 Spiralreifen auf jeder Windung und vor allem im erwachsenen Zustand, wo das Verhältnis von Höhe und Breite 1:1 ist.

Superfamilia Fissurellacea
Familia Fissurellidae
Subfamilia Emarginulinae
Genus *Emarginula* Lamarck, 1801

*Emarginula striatissima* n. sp.
Taf. 13, Fig. 1

Material: 1 Gehäuse, Kroisbach, Kch 11a, 1943 II 344; 1 Steinkern, nördl. Graben von Oiching, Og 1, 1943 II 345

Holotypus: 1943 II 344, Taf. 13, Fig. 1
Maße: H 3,7 mm, B 10,5 mm, L 14,7 mm

Locus typicus: Kroisbach, Kch 11a

Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän

Derivatio nominis: striatus (lat.), gerieft.

Beschreibung: Gehäuse ziemlich klein; außen flach kegelförmig, innen schüsselförmig; Vorderseite flach konvex, Hinterseite konkav; Apex erhoben, zurück gebogen, bis an den Anfang des letzten Drittels der Gehäuselänge reichend; Schlitzband schmal, seitlich begrenzt durch jeweils eine steile schmale Leiste, im vorderen Sechstel offen, nach hinten durch halbmondförmige Zuwachsfältchen gefüllt; Schließmuskeleindruck flach, hufeisenförmig; Skulptur nur teilweise erhalten, bestehend aus zahlreichen radialen, sehr flachen jedoch breiten Hauptrippen, dazwischen schmälere Nebenrippen; zwischen den Haupt- und Nebenrippen oft noch ein feiner gekörnter Mittelstreifen; alle Rippen mit 7—10 äußerst feinen Längsriefen; auf der rechten Hinterseite, soweit sichtbar, keine Verdickung der Hauptrippen; Anwachsstreifen konzentrisch, schwach, im oberen Drittel mit den Rippen eine feine gitterartige Skulptur bildend.

Bemerkungen: Durch die große Anzahl der flachen Rippen — schätzungsweise 32 Hauptrippen — und die sehr feinen Längsriefen auf diesen unterscheidet sich unsere Art von den paleozänen Vertretern des Genus.

Superfamilia Trochacea
Familia Trochidae
Subfamilia Margaritinae
Genus *Olivia* CANTRAINE, 1835

*Olivia inflata* n. sp.
Taf. 13, Fig. 2a—b

Material: 1 Gehäuse

Holotypus: 1943 II 278, Taf. 13, Fig. 2a—b
Maße: H 7,98 mm, B 6,22 mm

Locus typicus: nördlicher Graben von Oiching, Og 3

Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän

Derivatio nominis: inflatus (lat.) aufgeblasen, wegen der Anschwellung der Spindel.

Beschreibung: Gehäuse klein, festschalig, kugelig kegelförmig, höher als breit, perlmuttrig; Gewinde mäßig erhoben; Protoconch aus etwa $1^1/_2$ sehr gewölbten, glatten Windungen, wobei der Nucleus versenkt ist; Teleconch aus 2 Mittelwindungen und einer Endwindung; Mittelwindung sehr gewölbt mit furchenartigen Nähten; erste Mittelwindung mit 3, zweite Mittelwindung mit 5 durch schiefe Anwachsstreifen gegitterten Spiralreifen; Endwindung sehr groß, gleich $^3/_4$ der Gesamthöhe, mit 12 gegitterten Spiralreifen auf der Ober- und sehr gewölbten Unterseite; nahe der Mündung enger Abstand der Anwachsfältchen; Mündung fast kreisrund, scharfrandig, Mundränder durch eine sehr schwache Parietalschwiele verbunden; Spindel kurz, walzenförmig an der Parietalwand ansetzend, schwach konkav etwas nach links unten verlaufend. Hier wird die Spindel etwa in der Mitte der Mündung durch eine kräftige nach rechts unten gerichtete Zahnfalte begrenzt, die sich allmählich abnehmend in das Innere der Mündung verfolgen läßt. Bei Drehung der Schale nach links bemerkt man, daß die Spindel in etwa $^1/_3$ ihrer Höhe eine stumpfhöckerige Anschwellung in Richtung auf den Außenrand hin besitzt. Links der Spindel ein sich nach unten verbreitender falscher Nabel; unter der Zahnfalte eine längliche nierenförmige Bucht bis zu einem stumpfen Zahn des Basalrandes; Basal- und Außenrand verdickt, ersterer mit 3 weiteren schwachen Fältchen, letzterer mit 4 stärkeren Fältchen.

Subfamilia Solariellinae
Genus *Solariella* WOOD, 1842

*Solariella kroisbachensis* n. sp.
Taf. 13, Fig. 4a—c

Material: 12 Gehäuse, Kroisbach, Kch 1, 1943 II 389; Kch 2, 1943 II 388, 391; nördl. Graben von Oiching, Og 1, 1943 II 390 (8); Graben östl. der Ortschaft Kroisbach, Kr 1, 1943 II 392

Holotypus: 1943 II 388, Taf. 13, Fig. 4a—c
Maße: H 3,21 mm, B 4,13 mm

Locus typicus: Kroisbach, Kch 2

Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän

Derivatio nominis: nach dem Fundort Kroisbach.

Beschreibung: Gehäuse sehr klein, mäßige Schalendicke, kreiselförmig, kantig; Gewinde niedrig, stumpf kegelförmig; Protoconch aus etwa $1^1/_2$ flach gewölbten Windungen mit kleinem Nucleus; Teleconch aus 2 Mittelwindungen und einer Endwindung. Die erste Mittelwindung ist sehr gewölbt und hat schwache Spiralreifen. Im letzten Windungsviertel ist ein Kiel angedeutet. Auf der zweiten Mittelwindung liegt der Kiel knapp unter der Mitte der Windungshöhe zwischen einer flachen Rampe von sigmoidalem Querschnitt und einem sehr steil zur unteren Naht abfallenden Schalenteil. Die Rampe bildet mit der Gehäuseachse einen Winkel von etwa 110°. Nähte rinnenartig vertieft, außen mit einem Wulst umgeben; auf der Schulter 6, unter dem Kiel 2 Spiralreifen, die durch schiefe Anwachsstreifen etwas gegittert sind; Endwindung sehr groß, etwa $^9/_{10}$ der Gesamthöhe, mit 3 Kielen; der mittlere sehr kräftige Kiel läßt sich bis an den Oberrand der Mündung verfolgen. Der unterste Kiel, nur bei erwachsenen Stücken entwickelt, ist schwach und liegt im ersten Viertel der gewölbten Basis; auf der Schulter 9, zwischen oberem und mittlerem Kiel 5, zwischen mittlerem und unterem Kiel 4, unterhalb davon 9 Spiralreifen, die Spiralreifen der Kiele nicht mitgerechnet; tiefer, enger Nabel, außen mit einer gefältelten Kante; Mündung ganzrandig, rundlich; Außenrand nicht erhalten; Spindel schwach konkav.

Bemerkungen: Von der nahestehenden *Solariella parva* Makarenko aus dem unteren Paleozän der Ukraine (Makarenko 1976, S. 55, Taf. 3, Fig. 15—17 und 26—31) unterscheidet sich unsere Art durch die geringere Größe, dem Besitz von 3 Kielen auf der Endwindung und durch zahlreiche Spiralreifen.

Subfamilia Calliostomatinae
Genus *Calliostoma* Swainson, 1840
Subgenus *Mauriella* Oliver, 1926

*Calliostoma (Mauriella)* sp. ind.
Taf. 13, 6a—b

Material: 1 Gehäuse, Kroisbach, Kch 11, 1943 II 342
Maße: H 19,6 mm, B 20,3 mm

Fundschicht: Oichinger Schichten, Paleozän.

Beschreibung: Gehäuse mäßig groß, flach kegelförmig, innen perlmuttrig; Protoconch nicht erhalten; 2 Mittelwindungen und eine Endwindung mit versenkten Nähten; Mittelwindungen sehr gewölbt; Endwindung mit mäßig gewölbter Basis, ungenabelt und — soweit die spärlichen Überreste erkennen lassen, — mit Nabelkallus; Mündung gerundet viereckig; Außenrand schief, sehr beschädigt; Spindel kurz, konkav, perlmuttrig; Skulptur der Mittelwindungen aus 10—12 schwach gekörnten Spiralreifen und meist mit einem schwächeren Spiralreifen in deren Zwischenräumen; Endwindung oben und unten spiralskulpturiert.

Bemerkungen: Das vorliegende Stück ist unvollständig erhalten, so daß nähere Einzelheiten nicht angegeben werden können.

Familia Turbinidae
Subfamilia Colloniinae
Genus *Otomphalus* Cossmann, 1902

*Otomphalus kleinoichingensis n. sp.*
Taf. 12, Fig. 2a—b, 3a—b

Material: 4 Gehäuse, Kleinoichinger Graben, Kg 1, 1943 II 290, 291, 292 (2)

Holotypus: 1943 II 290, Taf. 12, Fig. 2a—b
Maße: H 5,69 mm, B 6,29 mm

Paratypus: 1943 II 291, Taf. 12, Fig. 3a—b
Maße: H 5,85 mm, B 6,48 mm

Locus typicus: Kleinoichinger Graben, Kg 1

Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän

Derivatio nominis: nach dem Fundort Kleinoiching.

Beschreibung: Gehäuse klein, festschalig, kreiselförmig, fast so hoch als breit, nicht perlmuttrig; Gewinde kurz, kegelförmig; Protoconch aus $1^1/_2$ flach gewölbten Windungen mit versenktem Nucleus; Teleconch aus 2 Mittelwindungen und einer Endwindung, die rasch anwachsen und treppenartig voneinander abgesetzt sind; Nähte rinnenartig, nur auf der letzten Windung von einem schwachen Wulst umrahmt; breite Rampe, welche zur Gehäuseachse in einem Winkel von 135° einfällt und außen einen etwas körnigen Kiel besitzt. Darunter folgt ein bis zur unteren Naht senkrecht abfallender zylindrischer Schalenteil. Auf der Rampe 8, unter dem Kiel 6 Spiralreifen mit schmäleren Spiralfurchen, von denen die 3 ersteren durch schiefe Anwachsstreifen gekörnt sind; Endwindung sehr groß, gleich $^4/_5$ der Gesamthöhe, mit einem zweiten Kiel am unteren Ende des Zylinders; Unterseite mäßig gewölbt mit einem dritten Kiel; unterhalb davon bis zum Nabel etwa 11 Spiralreifen; Nabel, insbesondere beim Paratypus, außen weit, innen eng, wobei nähere Einzelheiten infolge des schlechten Erhaltungszustandes nicht erkennbar sind; Mündung rundlich, ganzrandig, oben leicht herabsteigend, so daß der zweite Kiel auf eine Länge von $^1/_8$ der Endwindung sichtbar ist; Außenrand schief, verdickt, innen glatt; Columella konkav, glatt.

Bemerkungen: Von *Otomphalus dumasi* Cossmann, 1902, S. 62, Taf. 6, Fig. 5—6 aus dem Lutet von Le Bais Gouet, unterscheidet sich unsere Art durch einen dritten Kiel auf der Unterseite.

Subfamilia Liotiinae
Genus *Eucycloscala* Cossmann, 1895

*Eucycloscala* cf. *basistriata* Anderson, 1975
Taf. 12, Fig. 1a—b

1975 *Eucycloscala basistriata* Anderson, S. 145, Taf. 12, Fig. 10.

Material: 10 Gehäuse, Kleinoichinger Graben, Kg 1, 1943 II 287, 288, 289 (8)
Orig. zu Taf. 12, Fig. 1a—b, 1943 II 287, Maße: H 6,93 mm, B 6,06 mm

Fundschicht: Oichinger Schichten, Paleozän.

Beschreibung: Gehäuse klein, festschalig, kreiselförmig, etwas höher als breit; äußere Schale abgeblättert, innen perlmuttrig; Gewinde kegelförmig, ziemlich kurz. Vom Protoconch ist nur eine gewölbte Windung erhalten; Teleconch aus 3 treppenartig abgesetzten Mittelwindungen und einer ebensolchen Endwindung, mit tiefen Nähten. Die erste Mittelwindung ist anfangs fast glatt und am Ende mit 3 schiefen stumpfen Rippen besetzt. Auf der zweiten und dritten Mittelwindung erscheinen 12 meist übereinander stehende Rippen, die zur Gehäuseachse mit einem Winkel von 80° geneigt sind, und 2 Spiralkiele. Diese rufen an den Kreuzungsstellen Knötchen hervor und teilen die Oberfläche der Windung deutlich in 3 Felder. Das erste Feld unter der oberen Naht bildet eine schräg nach abwärts fallende schulterartige Fläche, das mittlere Feld zwischen den 2 Kielen ist etwas konkav und fällt sehr steil nach außen ab, das untere Feld ist konkav gegen die untere Naht eingezogen. Die Höhe und Breite der Mittelwindungen stehen im Verhältnis 1:3,5. Endwindung gleich $^{7}/_{10}$ der Gesamthöhe, mit einem dritten Kiel, der sich auf der etwas herabsteigenden Mündung auf $^{1}/_{8}$ des Umganges verfolgen läßt; Basis mäßig gewölbt mit 6 kräftigen Spiralreifen; ohne Nabel; Mündung groß, rundlich ganzrandig; Außenrand parallel den Rippen, innen etwas verdickt und glatt; Columella konkav, glatt, mit verdicktem Spindelrand.

Bemerkungen: Auffallende Ähnlichkeit besteht mit *Eucycloscala basistriata* aus dem Paleozän der Niederrheinischen Bucht. Unsere Art ist bedeutend größer und hat auch einen verschiedenen Windungsquerschnitt.

Ordo Monotocardia
Subordo Taenioglossa (Mesogastropoda)
Superfamilia Turritellacea
Familia Turritellidae
Subfamilia Turritellinae
Genus *Turritella* Lamarck, 1799

*Turritella* aff. *arsenei* Briart & Cornet, 1873
Taf. 13, Fig. 3

1873 *Turritella Arsenei* Briart & Cornet, S. 89, Taf. 11, Fig. 5a—b.
1873 *Turritella acuta* Briart & Cornet, S. 85, Taf. 11, Fig. 3a—c.
1897 *Turritella kamyschinensis* Netschaew, S. 135, Fig. 13 (non 14).
1924 *Turritella arsenei*, — Cossmann, S. 31, Taf. 6, Fig. 33—36.
1963 *Turritella arsenei*, — Krach, S. 82, Taf. 20, Fig. 1—3.
1972 *Turritella arsenei*, — Anderson, S. 152, Taf. 1, Fig. 3—5.
1976 *Turritella arsenei*, — Makarenko, S. 76, Taf. 7, Fig. 11, 12.

Material: 5 Gehäuse, nördl. Graben von Oiching, Og 1, 1943 II 393, 394 (3); Graben östl. der Ortschaft Kroisbach, Kr 1, 1943 II 395
Orig. zu Taf. 13, Fig. 3, 1943 II 393; Maße: H 47,1 mm, B 12,9 mm

Fundschicht: Oichinger Schichten, Paleozän.

Beschreibung: Fast bei sämtlichen Stücken fehlen Apex und Mündung. Beim Original sind 3 schlecht erhaltene Anfangswindungen zu erkennen. Mittelwindungen mit einer Steigung von 6°, verhältnismäßig breit, in der Mitte schwach konkav. Die ersten 3 Mittelwindungen mit äquidistanten Spiralfäden, wovon der

unterste fast kielartig ist. Auf den folgenden Windungen entwickelt sich dieser Kiel über der unteren Naht zu einem gekörnten Wulst und die Spiralfäden werden durch Einschalten weiterer immer zahlreicher. Schließlich sind von der oberen Naht bis zum Beginn des Wulstes zehn Spiralfäden vorhanden. Einzelne Spiralfäden sind durch halbkreisförmig nach rückwärts verlaufenden Anwachsstreifen gekörnt. Der Wulst trägt oben 5, unten 2 Spiralfäden. Scharfe Nähte.

Bemerkungen: Von den von Makarenko zusammengefaßten Arten unterscheiden sich unsere Stücke durch die größere Breite und geringere Steigung der Windungen.

Subgenus *Haustator* Montfort, 1810

*Turritella (Haustator)* aff. *montensis* Briart & Cornet, 1873

Taf. 15, Fig. 1a—b

1873 *Turritella Montense* Briart & Cornet, S. 80, Taf. 11, Fig. 2a—b (non 11a—b, 12).
1897 *Turritella kamyschinensis* Netschaew, S. 135, Taf. 8, Fig. 14 (non 13).
1905 *Turritella kamyschinsensis*, — Archangel'skij, S. 141, Taf. 9, Fig. 15.
1924 *Turritella montensis*, — Cossmann, S. 28, Taf. 6, Fig. 5—9.
1963 *Turritella montensis*, Krach, S. 82, Taf. 20, Fig. 4—7.
1965 *Turritella* ex gr. *montense*, — Lazar, S. 128, Taf. 9, Fig. 15—17.
1973 *Turritella montensis*, — Glibert, S. 31, Taf. 4, Fig. 8.
1975 *Haustator montensis*, — Anderson, S. 146, Taf. 13, Fig. 3—8.
1976 *Turritella montensis*, — Makarenko, S. 79, Taf. 7, Fig. 9, 10.

Material: 5 Gehäuse, Kroisbach, Kch 11a, 1943 II 397; Kch 14, 1943 II 396, 398 (3)
Orig. zu Taf. 15, Fig. 1a—b, 1943 II 396, Maße: H 47 mm, B 13,5 mm

Fundschicht: Oichinger Schichten, Paleozän.

Beschreibung: Das Material ist sehr schadhaft ohne Apex und Mündung erhalten. Die übrigen Windungen haben eine Steigung von 14° und sind durch feine Nähte getrennt. Die Windungen fallen mit einer sehr kurzen Abschrägung zur oberen Naht ein. Darunter folgt bis zum Anfang des letzten Fünftels der Windungshöhe ein hoher und steiler kegelstumpfartiger Schalenteil und dann mit gewölbtem Übergang eine breite, gegen innen gerichtete Abschrägung zur unteren Naht. Die Skulptur besteht aus 15—20 sehr feinen hohen Spiralfäden, welche durch die Anwachsstreifen gelegentlich gekörnt sind. Letztere verlaufen oben bis zur breiten Abschrägung etwa halbkreisförmig nach rückwärts, darunter bis zur unteren Naht bogenförmig nach vorwärts.

Bemerkungen: Die größte Übereinstimmung besteht zu *Turritella kamyschinensis* Netschaew, 1897, S. 335, Taf. 8, Fig. 14, welche Makarenko zu *T. montensis* stellt. Das gleiche gilt für Cossmann, 1924, S. 28, Taf. 6, Fig. 8 und 9. Diese Stücke unterscheiden sich nur durch die größere Breite der oberen Abschrägung. Nach Glibert kommt *T. montensis* im Calcaire de Mons zahlreich vor. Sie ist polymorph. In gleichzeitigen Ablagerungen wurde sie am Niederrhein, in den Mittleren Karpaten von Polen und in der Ukraine gefunden.

*Turritella (Haustator) quadrifasciata* (Traub, 1938)
Taf. 13, Fig. 5, 8

1938 *Turritella quadrifasciata* Traub, S. 73, Taf. 6, Fig. 2.
1938 *Turritella uniangularis* var. *alpina* Traub, S. 73, Taf. 6, Fig. 3.
1938 *Turritella inframarginata* Traub, S. 74, Taf. 6, Fig. 4.

Vorbemerkung: *Turritella uniangularis* var. *alpina* Traub und *T. inframarginata* Traub sind vermutlich mehr oder minder abgerollte Stücke von *T. quadrifasciata*. Mit Hilfe von 2 gut erhaltenen Originalstücken läßt sich die ursprüngliche Beschreibung ergänzen.

Material: 8 Gehäuse, Kroisbach, Kch 11a, 1943 II 399, 404 (3); nördl. Graben von Oiching, Og 1, 1943 II 400, 401 (2), 403; 11 Bruchstücke, nördl. Graben von Oiching, Og 1, 1943 II 401 (2), 402 (9)

Orig. zu Taf. 13, Fig. 5, 1943 II 399, Maße: H 16,6 mm, B 5,4 mm

Orig. zu Taf. 13, Fig. 8, 1943 II 400, Maße: H 30,4 mm, B 12,4 mm

Fundschicht: Oichinger Schichten, Paleozän.

Beschreibung von 1943 II 399: Protoconch und Anfangswindungen fehlen. Die übrigen Mittelwindungen sind hoch und durch tiefe Nähte getrennt. Die 1. und 2. Mittelwindung sind oben eingezogen, unten haben sie eine nach innen gerichtete Abschrägung. Auf der 3. Mittelwindung sind in der unteren Hälfte 2 Spiralfäden vorhanden. Auf der 4. Mittelwindung entwickelt sich eine gegen die obere Naht hin einfallende Abschrägung. Ab der 5. Mittelwindung werden die 4 Spiralfäden kielartig. Sie sind paarweise angeordnet, etwas gekörnt, immer getrennt durch eine breite flache Spiralfurche.

Original 2 kann nur mit Vorbehalt zur obigen Art gestellt werden. Die 4 körnigen Spiralkiele sind nicht paarweise angeordnet. Die Endwindung hat auf der flach gewölbten Unterseite 3 gekörnte Spiralfäden. Mündung gerundet viereckig, Außenrand schadhaft, Columella konkav, mit schwacher Columellarschwiele.

Familia Mathildidae
Genus *Mathilda* Semper, 1865
Subgenus *Fimbricatella* Sacco, 1895

*Mathilda (Fimbricatella)* cf. *carinata* Ravn, 1939
Taf. 13, Fig. 7

1939 *Mathildia (Fimbricatella)* Ravn, 1939, S. 68, Taf. 2, Fig. 20a—b.

Material: 7 Gehäuse, Kroisbach, Kch 1, 1943 II 365; Kch 2, 1943 II 366, 370; Kch 12, 1943 II 367 (2); nördl. Graben von Oiching, Og 1, 1943 II 368; Og 2, 1943 II 369

Orig. zu Taf. 13, Fig. 7, 1943 II 365, Maße: H 2,46 mm, B 1,43 mm

Fundschicht: Oichinger Schichten, Paleozän.

Beschreibung: Gehäuse sehr klein, getürmt, kegelförmig; Protoconch heterostroph, links gewunden aus $2^3/_4$ sehr gewölbten Windungen, die schief auf dem Teleconch aufgesetzt sind; letzterer aus 4 Mittelwindungen, die jeweils knapp unter ihrer Mitte gekielt sind; über diesen Kiel 4, unter dem Kiel 2 Spiralreifen.

Durch zahlreiche schwache, wenig nach rückwärts gebogene axiale Anwachsfältchen ist die Oberfläche der Schale gegittert; Nähte sehr fein; Endwindung nicht erhalten.

Ein Bruchstück aus der Grabung Kch 12 hat auf den beiden ersten Mittelwindungen über dem Kiel nur 3 Spiralreifen, unterhalb des Kieles ist die Schale glatt. Nur auf der letzten Mittelwindung treten unter dem Kiel 2 Spiralreifen auf.

Bemerkungen: Unsere Art unterscheidet sich von *Mathildia (Fimbricatella) carinata* Ravn durch den kräftigen Kiel und 3—4 Spiralreifen oberhalb davon.

Superfamilia Calypraeacea
Familia Trichotropidae
Subfamilia Trichotropinae
Genus *Sigmesalia* Finlay & Marwick, 1937

*Sigmesalia krachi* n. sp.
Taf. 18, Fig. 1a—b

1963 *Mesalia* cf. *intermedia* (Desh.). — Krach, S. 82, Taf. 20, Fig. 11, Taf. 21, Fig. 3.

Material: 1 Gehäuse

Holotypus: 1943 II 286, Taf. 18, Fig. 1a—b
Maße: H 61,0 mm, B 23,7 mm

Locus typicus: Kroisbach, zwischen Kch 7 und Kch 8

Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän

Derivatio nominis: zu Ehren von Herrn Professor Dr. Wilhelm Krach, Krakau, dem verdienten Bearbeiter der Mollusken-Faunen aus dem Paleozän von Polen.

Beschreibung: Gehäuse ziemlich groß, festschalig, Gewinde hoch, kegelförmig; Protoconch und Anfangswindungen nicht erhalten, nur noch 7 Mittelwindungen und die Endwindung vorhanden. Die gleichmäßig anwachsenden Mittelwindungen besitzen unter der oberen Naht eine kleine nach außen hin gerichtete Abschrägung, darunter sind sie mäßig gewölbt, wobei der größte Durchmesser in etwa 1/3 der Umgangshöhe über der unteren Naht liegt. Die Nähte sind linienförmig. Die Skulptur besteht anfangs aus 4, später 5 großen halbkreisförmigen etwas gewellten Spiralreifen, wobei die mittleren besonders kräftig sind. Die Spiralreifen und deren Zwischenräume werden von jeweils 15 feinen welligen Spiralfäden überzogen. Die Anwachsstreifen sind flach nach rückwärts gebogen. Endwindung mäßig hoch mit gut gerundeter Unterseite und 4 Spiralreifen über der Peripherie und 4 Spiralreifen darunter; Mündung groß, eiförmig; Columella kurz, konkav mit verdicktem Spindelkallus. Außenrand nur teilweise erhalten, an der Parietalwand stumpfwinklig ansetzend. Nach den knotigen Anwachsstreifen zu schließen, ist der Außenrand oben bogenförmig zurückgebogen, jedoch unten ebenso nach vorwärts gebogen.

Bemerkungen: *Sigmesalia krachi* kommt auch im Paleozän der Mittleren Karpaten vor.

Superfamilia Strombacea
Familia Aporrhaidea
Genus *Araeodactylus* Harris & Burrows, 1891

*Araeodactylus fuggeri* (Traub, 1938)
Taf. 14, Fig. 1a—b

1938 *Rostellaria (Sulcogladius) fuggeri* Traub, S. 79, Taf. 6, Fig. 13.
1976 *Araeodactylus* aff. *plateaui* Cossmann, 1907. — Makarenko, S. 109, Taf. 10, Fig. 13—16.

M a t e r i a l : 2 Gehäuse, Kroisbach, Kch 4, 1943 II 293, 294; 3 Bruchstücke, Kroisbach, Kch 9, 1943 II 295, Kch 11, 1943 II 296, Kch 11a, 1943 II 343

Orig. zu Taf. 14, Fig. 1a—b, 1943 II 293, Maße: H 68,0 mm, B 40,5 mm mit Flügelfortsätzen

F u n d s c h i c h t : Oichinger Schichten, Paleozän

V o r b e m e r k u n g : Die im Jahre 1938 gegebene Beschreibung muß wie folgt ersetzt werden.

B e s c h r e i b u n g : Gehäuse ziemlich groß, getürmt, spindelförmig; Anfangswindungen nicht erhalten, die weiteren Mittelwindungen anfangs gewölbt mit gitterartiger Skulptur aus 10 stärkeren gerundeten Spiralreifen und schwächeren nach rückwärts gebogenen Anwachsstreifen. Auf der drittletzten Mittelwindung entwickelt sich ein gerundeter peripherer Kiel, darüber folgen ein stärkerer und ein schwächerer Kiel, darunter 2 kräftig gerundete Kiele. Die Kiele und deren Zwischenräume sind von sehr feinen Spiralfäden überzogen. Endwindung wulstig, vorne mit höckerartiger Ausbeulung gegenüber der Mündung; Unterseite konvex mit 2 gerundeten Kielen; Mündung eng, rautenförmig; Columella etwas konkav, zu einem langen Rostrum ausgezogen, innen mit einer Rinne. Von der Mündung gehen 2 fingerartige Flügelfortsätze aus, ein horizontaler und ein vertikaler; ersterer mit einer schmalen Rinne auf der Innenseite, letzterer ebenfalls mit einer Rinne auf der Innenseite, ist zum größten Teil an das Gehäuse angeheftet. Er löst sich erst nach oben hin ab und ist leicht zurückgebogen, soweit der bestehende Rest erkennen läßt.

B e m e r k u n g : *Araeodactylus fuggeri* unterscheidet sich von *A. plateaui* Cossmann, 1899 aus dem Thanet von Châlons sur Vesle durch die stärkere Skulptur und vor allem durch den vertikalen Flügelfortsatz, der sich vom Gewinde ablöst. Ersterer kommt auch in den unterpaleozänen Ablagerungen der Ukraine vor.

Superfamilia Naticacea
Familia Naticidae
Subfamilia Globulariinae (Ampullinae)
Genus *Ampullina* Bowdich, 1822

*Ampullina curta* n. sp.
Taf. 14, Fig. 4a—c

1938 *Ampullina (Crommium)* sp. ind., Traub, S. 72, Taf. 5, Fig. 17.

M a t e r i a l : 4 Gehäuse, Kroisbach, Kch 11, 1943 II 351; Kch 14, 1943 II 350, 352 (2)

Holotypus: 1943 II 350, Taf. 14, Fig. 4a—c
Maße: H 38,3 mm, B 33,8 mm

Locus typicus: Kroisbach, Kch 14

Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän

Derivatio nominis: curtus (lat.) kurz, wegen des kurzen Gewindes.

Beschreibung: Gehäuse mittelgroß, festschalig, höher als breit, Umriß eikegelförmig; Gewinde kurz, gleich 1/8 der Höhe; Protoconch nicht erhalten; Teleconch aus 5 Mittelwindungen und einer Endwindung. Die 3 ersten Mittelwindungen bilden einen kleinen Kegel, der den 2 folgenden rasch anwachsenden Mittelwindungen aufgesetzt ist. Die tief eingesenkten Nähte sind von einer flachen wallförmigen Schulter umgeben. An diese schließt sich eine leicht gewölbte nach außen fallende Fläche bis zur unteren Naht an. Endwindung kugelig, Peripherie etwa in 1/3 der Windungshöhe gelegen; steil gewölbte Basis; Mündung verhältnismäßig eng, halbmondförmig; Außenrand schief, nur teilweise erhalten, oben mit sehr kleinem Ausguß; kräftiger Parietal- und Spindelkallus; Spindel kurz, konkav; Nabel fast in der Mitte der Mündung gelegen, eng; Skulptur fast glatt, schiefe Anwachsstreifen.

Bemerkungen: Von *Ampullina patula* (Lamarck) aus dem Lutet von Chaummont, in: Cossmann & Pissarro, 1910—1913, Taf. 10, Fig. 64 — 3 unterscheidet sich unsere Art durch den mehr in die Länge gestreckten Umriß und den bedeutend kräftigeren Parietal- und Spindelkallus, welcher den Nabel nicht verdeckt.

Superfamilia Cymaticacea
Familia Cymatiidae
Subfamilia Cymatiinae
Genus *Charonia* Gistel, 1848

*Charonia multinodosa* n. sp.
Taf. 14, Fig. 2a—b, 3a—b

Material: 5 Steinkerne mit spärlichen Schalenresten, Kroisbach, Kch 11 (?), 1943 II 281; Kch 11, 1943 II 285; südl. Oichinger Graben, Og 5, 1943 II 282, 408 (2); 1 Bruchstück mit Schale, Kroisbach, Kch 11a, 1943 II 409

Holotypus: 1943 II 281, Taf. 14, Fig. 2a—b
Maße: H 54,7 mm, B 29,0 mm

Paratypus: 1943 II 282, Taf. 14, Fig. 3a—b
Maße: H 38,5 mm, B 20,0 mm

Locus typicus: Kroisbach, Kch 11 (?)

Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän

Derivatio nominis: multus (lat.) viel, nodosus (lat.) mit Knoten.

Beschreibung: Gehäuse ziemlich groß, Gewinde spindelförmig; Protoconch und Anfangswindungen nicht erhalten; die weiteren 4 Mittelwindungen mit breiter, schräger Rampe, die außen von einer kielartigen Knotenreihe begrenzt wird. Die Umgänge fallen von hier ab gegen die untere Naht anfänglich senkrecht ab, später sind sie unten etwas eingezogen; tiefe Nähte; Varices jeweils

im Abstand von $^2/_3$ der Umgänge; weitere Skulptur aus 20—25 äußerst feinen Spiralreifen, welche auch die Knotenreihe überziehen; Endwindung etwa $^1/_2$ der Höhe mit 2 kielartigen Reihen von jeweils 15 Knoten, wobei die Knoten auf der unteren Reihe schwächer sind; Mündung breit eiförmig, unten mit kurzem gekrümmten Kanal; Außenrand oben spitzwinklig, außen mit Varix, Columella konkav.

Bemerkungen: Schlosser, 1925, S. 113, Taf. 4, Fig. 15, verzeichnet ein *Eutritonium gemmellari* de Greg. aus dem Lutet des Kressenberges, welches 2 Reihen von weit auseinander stehenden Knoten besitzt und viel dicker ist. Unsere Art ist viel schlanker, größer und die Knoten folgen in engen Abständen.

Subgenus *Sassia* Bellardi, 1872

*Charonia (Sassia) angusta n. sp.*
Taf. 17, Fig. 2a—b

Material: 4 Gehäuse, Kroisbach, Kch 1, 1943 II 280; Kch 11a, 1943 II 279, 340; Kch 12, 1943 II 341

Holotypus: 1943 II 279, Taf. 17, Fig. 2a—b
Maße: H 42,8 mm, B 16,8 mm

Locus typicus: Kroisbach, Kch 11a

Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän

Derivatio nominis: angustus (lat.) eng, schmal, wegen der schlanken Spindelform.

Beschreibung: Mittelgroßes Gehäuse, festschalig, spindelförmig; Gewinde ziemlich hoch; Anfangswindungen nicht erhalten; die weiteren Mittelwindungen getreppt, kantig mit schräger Rampe; darunter anfänglich 2, später 3 kräftige kielartige Spiralreifen und axiale von der oberen zur unteren Naht verlaufende Rippen, die an den Kreuzungsstellen eine knotige Skulptur hervorrufen; daneben zahlreiche schwächere Spiralreifen auf den Umgängen; Varices schwach, alle $^2/_3$ Umgänge; tiefe Nähte; Endwindung groß, etwa $^2/_3$ der rekonstruierten Gesamthöhe; Basis gewölbt mit nach abwärts abnehmenden knotigen Spiralreihen; Mündung länglich eiförmig, unten plötzlich in einen langen zurückgebogenen Kanal auslaufend; Außenrand mit kräftigen Varix, innen mit 4 gerundeten Zähnchen; Columella schwach konkav; Spindelrand breit, über dem Ansatz des Kanals mit 3 schwachen Fältchen; zwischen Parietalrand und Außenrand eine halbkreisförmige Bucht.

Bemerkungen: Unsere Art unterscheidet sich durch die geringe Breite und die verhältnismäßig enge Mündung von den übrigen Arten.

Subordo Stenoglossa (Neogastropoda)
Superfamilia Muricacea
Familia Muricidae
Subfamilia Muricinae
Genus *Poirieria* Jousseaume, 1880

*Poirieria braumuelleri* n. sp.
Taf. 15, Fig. 2a—b

Material: 3 Gehäuse, Kroisbach, Kch 11a, 1943 II 335—337

Holotypus: 1943 II 335, Taf. 15, Fig. 2a—b
Maße: H 42,9 mm, B 20,5 mm

Locus typicus: Kroisbach, Kch 11a

Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän

Derivatio nominis: zu Ehren meines Freundes Herrn Dr. Erhard Braumüller, Perchtoldsdorf bei Wien.

Beschreibung: Gehäuse mittelgroß, bauchig; Gewinde mäßig hoch; Protoconch nicht erhalten; Teleconch aus 4 Mittelwindungen und einer Endwindung, die wenig voneinander abgesetzt sind, mit engen linienförmigen Nähten und breiter, steil abfallender, schwach konkaver Rampe. Ihr Außenrand ist anfangs mit 8 Knoten und später mit nach aufwärts gerichteten Varixstacheln besetzt; auf der Rampe 6 kaum sichtbaren Spiralreifen, die auch die Knoten überziehen; Endwindung groß, mit steil abfallender mäßig gewölbter Basis; Mündung eiförmig, oben mit einem schwachen Ausguß, unten ein kurzer enger, nach links verlaufender Kanal; Außenrand gewinkelt, etwas verdickt und innen glatt, mit einer stachelartigen Varixbildung; Spindel konkav, am Ansatz des Kanals abgeknickt mit breitem Spindelrand; geritzt genabelt; anschließend ein gut entwickelter Siphonalwulst; auf der Unterseite 9 Spiralkiele, von denen die 5 obersten knotig sind, während die untersten von Hohlschuppen besetzt sind; Anwachsstreifen auf der Rampe schief, etwas nach vorn gebogen, auf der Unterseite vertikal, leicht wellig.

Bemerkungen: Hinsichtlich der Größe und Skulptur gleicht unsere Art *Murex (Poirieria) calcitrapoides* (Lamarck), in: Cossmann & Pissarro, 1910 bis 1913, Taf. 36, Fig. 169—22. Jedoch weicht die Mündung mit ihrem geraden Außenrand erheblich von der letztgenannten Art ab.

? *Poirieria levis* n. sp.
Taf. 15, Fig. 3a—b

Material: 1 etwas seitlich zusammengedrücktes Gehäuse, Kroisbach, Kch 8

Holotypus: 1943 II 334, Taf. 15, Fig. 3a—b
Maße: H 37,3 mm, B 11,8 mm ohne Varix, 36,3 mm mit Varix

Locus typicus: Kroisbach, Kch 8

Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän

Derivatio nominis: levis (lat.) glatt, wegen der fast glatten Skulptur.

Beschreibung: Gehäuse mittelgroß, festschalig, doppelt kegelförmig;

Gewinde mäßig hoch, gleich $^2/_5$ der Gesamthöhe; Protoconch nicht erhalten; Teleconch aus 4 stufenförmig abgesetzten Mittelwindungen und einer Endwindung, mit flach abfallender Rampe, deren Außenrand etwa in der Mitte der Umgänge liegt und mit 6 dornigen Varices besetzt ist; Nähte fadenförmig, etwas versenkt; Endwindung groß, gleich etwa $^2/_3$ der Gesamthöhe, mit 5 Varices; Basis steil abfallend, mäßig gewölbt, geritzt genabelt, darunter ein schwach entwickelter Siphonalwulst; Mündung weit, birnförmig, oben gewinkelt, unten durch einen schwach konkaven nach links und rückwärts gerichteten Kanal begrenzt; Außenrand mit einer großen Varixbildung oben und einer kleinen unten, innen glatt, rechtwinklig umgeschlagen, eine Erscheinung, die wahrscheinlich auf die seitliche Zusammendrückung zurückzuführen ist; Parietalwand glatt, Columella schwach konkav, Columellarrand mäßig breit, glatt; Skulptur fast glatt, bestehend aus schwachen Anwachsfältchen, die auf der Rampe schwach bogenförmig nach rückwärts und auf der Basis in Richtung der Längsachse verlaufen; außerordentlich dünne Spiralreifen, deren Breite nur etwa 0,05 mm beträgt, während die Zwischenräume weniger als 0,01 mm messen.

Bemerkungen: Die Zugehörigkeit unserer Art zur Gattung *Poririeria* ist fraglich. Von *Murex (Poirieria) calcitrapoides* (Lamarck) in: Cossmann & Pissarro, 1910—1913, Taf. 36, Fig. 169—22 unterscheidet sich meine Art durch den schlankeren Umriß, die geringe Anzahl von Varices und vor allem durch die fast völlig glatte Skulptur.

Superfamilia Buccinacea
Familia Buccinidae
Genus *Suessonia* Cossmann, 1889

*Suessonia iuvavica* n. sp.
Taf. 15, Fig. 5, 6a—b

Material: 14 Gehäuse, Kroisbach, Kch 1, 1943 II 380, Kch 2, 1943 II 382, Kch 12, 1943 II 378, 379, 383 (3), 384 (7); 21 Bruchstücke, Kch 2, 1943 II 381 (3), 383 (3), 384 (14), nördl. Graben von Oiching, Og 1, 1943 II 409

Holotypus: 1943 II 378, Taf. 15, Fig. 5
Maße: H 8,45 mm, B 3,98 mm

Paratypus: 1943 II 379, Taf. 15, Fig. 6a—b
Maße: H 8,57 mm, B 4,05 mm

Locus typicus: Kroisbach, Kch 12

Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän

Derivatio nominis: Iuvavum (lat.), Salzburg.

Beschreibung: Gehäuse klein, schlank, spindelförmig; Gewinde hoch, kegelförmig, $^1/_2$ der Höhe; Protoconch gleichseitig kegelförmig aus $4^3/_4$ rasch anwachsenden, gewölbten glatten Windungen und wenig hervorragendem Nucleus; Teleconch aus 2 stark gewölbten Mittelwindungen und einer Endwindung mit tiefen Nähten. Die Skulptur beginnt mit dicht aufeinander folgenden axialen gekörnten Rippchen. Dann folgen 10 kräftige, fast axiale Rippen, die mit geringer Neigung von links oben nach rechts unten verlaufen. Die Rippen der folgenden Umgänge stehen unter den Zwischenräumen der vorhergehenden.

Anwachsstreifen kaum sichtbar, parallel zu den Rippen. Die Spiralskulptur besteht sowohl auf den Rippen als auch auf deren Zwischenräumen aus 9—10 kräftigen, fast gleichen Reifen. Endwindung groß, fast $^{7}/_{10}$ der Gesamthöhe, mit geradem Hals. Auf der gewölbten Basis verlieren sich die Rippen und die Skulptur besteht weiterhin bis zum Ende aus Spiralreifen. Mündung klein, eiförmig, oben mit sehr schwachem Ausguß, unten in einen kurzen nach links gerichteten Kanal auslaufend; Außenrand verdickt, bogig, innen mit 9—10 Fältchen; Columella fast gerade mit glattem Kallus.

Bemerkungen: Von *Suessonia exigua* (Desh.) aus dem Cuis von Saint Gobain und *S. inaequilirata* (Cossmann), in: Cossmann & Pissarro, 1910—1913, Taf. 38, Fig. 188—1 und 188—2, unterscheidet sich unsere Art durch die beträchtliche Breite, die wesentlich mehr gewölbten Umgänge und die kräftigen Rippen. *S. densestriata* (v. Koenen), in: Ravn, 1939, S. 75, Taf. 3, Fig. 5a—b und 6, ist kleiner und hat bis zu 14 Rippen auf der Endwindung. Außerdem besteht der Protoconch aus nur 3 Windungen.

Familia Fasciolariidae
Subfamilia Fasciolariinae
Genus *Clavilithes* Swainson, 1840

*Clavilithes hagni* n. sp.
Taf. 15, Fig. 4a—b

Material: 1 Gehäuse, Kroisbach, Kch 11a, 1943 II 300; 3 Bruchstücke, Kch 11a, 1943 II 301 (2), Kch 14, 1943 II 302

Holotypus: 1943 II 300, Taf. 15, Fig. 4a—b
Maße: H 52 mm, B 20 mm

Locus typicus: Kroisbach, Kch 11a

Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän

Derivatio nominis: zu Ehren von Herrn Prof. Dr. Herbert Hagn, München.

Beschreibung: Gehäuse ziemlich groß, spindelförmig; Gewinde kegelförmig, etwa $^{1}/_{2}$ der Höhe; Protoconch sehr schadhaft erhalten; Teleconch aus 8 Mittelwindungen und einer Endwindung, die durch linienförmige, wellige Nähte getrennt werden; unterhalb davon ist der Medianschnitt der Mittelwindungen leicht konkav bis zur Peripherie, darunter stark konvex bis zur unteren Naht; die Skulptur der oberen 6 Mittelwindungen besteht aus 8 schrägen axialen Rippen, die sich mit weiterem Wachstum zunehmend verflachen und auf der 7. Mittelwindung verschwinden, und aus etwa 10 flachen Spiralreifen, die besonders von der 7. Mittelwindung ab zu beobachten sind; Endwindung gleich $^{2}/_{3}$ der Gehäusehöhe, fast glatt mit leicht nach rückwärts gebogenen Anwachsfältchen zwischen der Naht und der Peripherie. Unterhalb davon biegen die Anwachsfältchen leicht nach vorne aus. Basis mäßig gerundet; Mündung nur zum Teil erhalten, mäßig weit, birnförmig, unten mit einem langen schmalen Kanal; Außenrand beschädigt, innen glatt, Columella etwas konkav mit schwieligem Rand.

Bemerkungen: *Clavilithes hypermeces* Cossmann, 1923, S. 117, Taf. 7, Fig. 1—2, aus dem Cuis von Gan in den Niedrigen Pyrenäen unterscheidet

sich durch die stärkeren Rippen, die kräftigere Wölbung an der Unterseite der Endwindung und den plötzlichen Übergang in den Hals und vor allem durch die weite halbmondförmige Mündung.

Superfamilia Volutacea
Familia Olividae
Subfamilia Pseudolivinae
Genus *Pseudoliva* Swainson, 1840

*Pseudoliva rosenkrantzi* n. sp.
Taf. 18, Fig. 2a—b, 3a—b

Material: 57 Gehäuse, Graben östl. der Ortschaft Kroisbach, Kr. 1, 1943 II 415 (6); Kroisbach, Kch 1, 1943 II 329, 330 (3); Kch 11a, 1943 II 328; Kch 12, 1943 II 325—327, 1943 II 416 (20); Kch 14, 1943 II 303—324; nördl. Graben von Oiching, Og 1, 1943 II 331; 18 Bruchstücke, Kr 1, 1943 II 427 (6); Kch 14, 1943 II 332 (12)

Holotypus: 1943 II 322, Taf. 18, Fig. 2a—b
Maße: H 4,22 mm, B 2,38 mm

Paratypus: 1943 II 303, Taf. 18, Fig. 3a—b
Maße: H 5,50 mm, B 2,76 mm

Locus typicus: Kroisbach, Kch 14

Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän

Derivatio nominis: zu Ehren von Herrn Prof. Dr. Alfred Rosenkrantz, Kopenhagen †.

Beschreibung: Gehäuse klein, schlank, doppelt kegelförmig; Gewinde kegelförmig; Protoconch spitzkuppelig, glatt, aus $2^1/_2$ mäßig gewölbten Umgängen. Meist ist der Nucleus abgestoßen oder abgebrochen, so daß die erste Windung gewöhnlich mit einem nach rückwärts gebogenen gewölbten Querboden beginnt und eine winzige kreisrunde nabelförmige Öffnung umschließt, wie es beim Paratypus der Fall ist. Teleconch aus $2^1/_2$ stufenförmig abgesetzten Mittelwindungen und einer Endwindung, die durch tiefe, etwas kanalartige Nähte getrennt werden. An sie schmiegt sich ein schmaler Nahtsaum an und dann eine schräg abfallende, leicht konkave Rampe, die außen durch eine stumpfe Kante begrenzt wird. Von hier ab fallen die Mittelwindungen mit einer leichten Wölbung fast senkrecht zur unteren Naht ab. Die Mittelwindungen besitzen in der Regel 11 kräftige Rippen, die von der oberen Naht bis zur unteren Naht reichen und ebenso breit sind als ihre Zwischenräume. Sie werden von 5 stark gewölbten Spiralreifen gekreuzt. Endwindung etwas bauchig, etwa $^3/_4$ der Gesamthöhe; Mündung mäßig weit, eiförmig, oben mit Ausguß, unten übergehend in einen weiten und kurzen nach links verlaufenden Kanal; Columella schwach konkav, Parietalwand glatt und konkav, beide mit einem zusammenhängenden kräftigen Kallus; geritzt genabelt. Die axiale Skulptur besteht gewöhnlich aus 8 nach vorne und unten hin schwächer werdenden Rippen. Sie erstrecken sich bis an die breite Spiralfurche auf der Unterseite und verschwinden im letzten Windungsviertel vor der Mündung. Über der Spiralfurche 5, unterhalb davon 10 kräftige, gewölbte

Spiralreifen. Die Anwachsstreifen sind auf der Suturalrampe geradlinig nach rückwärts gerichtet, unterhalb davon verlaufen sie bis zur Spiralfurche senkrecht, in der Spiralfurche selbst und unter ihr sind sie flach bogenförmig nach vorwärts gerichtet.

Bemerkungen: Unsere Art ist sehr veränderlich. Auf der letzten Mittelwindung schwankt die Anzahl der Rippen von 10—12, auf der Endwindung von 7—8; manchmal kommen hier sogar 10—12 Rippen vor. Diese Rippen sind abgeflacht und nicht abgeschliffen, zuweilen treten sie stärker hervor.

Das Kennzeichnende der Art sind der schlanke Umriß, die mehr oder minder treppenartig abgesetzten Umgänge und vor allem der spitzkuppelige Medianschnitt des Protoconches. In dieser Hinsicht unterscheidet sie sich von der kleineren, etwas bauchigeren *Pseudoliva koeneni* Ravn, 1938, S. 75, Taf. 2, Fig. 4a—b, die an ihrem breitkuppeligen Protoconch erkenntlich ist.

### *Pseudoliva binodosa* Traub, 1938
Taf. 16, Fig. 1a—b

1938 *Pseudoliva binodosa* Traub, S. 81, Taf. 6, Fig. 17a—d.
1938 *Pseudoliva prima* Desh., — Traub, S. 82, Taf. 7, Fig. 2.

Material: 1 Gehäuse, Kroisbach, Kch 11a
Orig. zu Taf. 16, Fig. 1a—b, 1943 II 339, Maße: H 41 mm, B 18,5 mm

Fundschicht: Oichinger Schichten, Paleozän.

Vorbemerkung: Die von mir (Traub 1938) als *Pseudoliva prima* Desh. beschriebene Art ist so schlecht erhalten, daß man den unteren Knotenkranz auf den Rippen der Endwindung kaum erkennen kann. Es ist daher angebracht, die damalige Bestimmung zu ersetzen. Gleichzeitig soll durch ein neues Original mit besserer Erhaltung die ursprüngliche Beschreibung von *Pseudoliva binodosa* ergänzt werden.

Beschreibung: Gehäuse mittelgroß bis groß, spindelförmig, mehr als doppelt so hoch als breit, Gewinde hoch, kegelförmig; Protoconch aus 2 gewölbten Windungen; Teleconch aus 3 treppenartig voneinander abgesetzten Mittelwindungen und einer Endwindung, die durch kanalartige, breite Nähte getrennt werden; außen sind die Mittelwindungen von einem Kranz von kräftigen Knoten umgeben, die sich als schwache Rippen bis zur unteren Naht fortsetzen. Hier sind die Mittelwindungen oben stärker gewölbt, unten etwas eingezogen. Auf der letzten Mittelwindung sind 10 Rippen und etwa 20 Spiralbänder vorhanden. Endwindung sehr groß; längliche, flach linsenförmige Mündung, unten mit einem kurzen, nach links gebogenen Kanal; Außenrand nur teilweise erhalten; Columella schwach konkav mit breiter Schwiele. Die 11 Rippen enden oben mit kräftigen Knoten, in der Mitte sind sie eingezogen, unten gehen sie in längliche Knoten über, die fast bis an die tief eingeschnittene Spiralfurche reichen. Über der Spiralfurche sind die Spiralbänder etwa doppelt so breit als die dazwischen gelegenen Spiralfurchen, unterhalb derselben sind sie 4 mal breiter.

Bemerkungen: Der schlechte Erhaltungszustand von *Pseudoliva binodosa* Traub, 1938, dürfte Makarenko, 1976, S. 133, veranlaßt haben sie zur *P. robusta* Briart & Cornet, 1870, zu stellen.

Famila Vasidae
Subfamilia Vasinae
Genus *Tudicla* Röding, 1798
Subgenus *Sceptrum* Stewart, 1927

*Tudicla (Sceptrum) zottmaieri* n. sp.
Taf. 17, Fig. 1a—b

Material: 1 Gehäuse

Holotypus: 1943 II 338, Taf. 17, Fig. 1a—b
Maße: H 46,5 mm, B 23,0 mm

Locus typicus: Kroisbach, Kch 11a

Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän

Derivatio nominis: zu Ehren meines Freundes Herrn Otto Zottmaier, Simbach am Inn.

Beschreibung: Gehäuse mittelgroß, breit spindelförmig; Gewinde mäßig hoch, kegelförmig; Protoconch nicht erhalten; Teleconch aus 5 Mittelwindungen und 1 Endwindung. Die Mittelwindungen besitzen eine breite schiefe etwas konkave Rampe. Der Außenrand der Rampe ist kielartig entwickelt und liegt fast über den linienförmigen Nähten. Er ist anfangs mit Knoten besetzt, die später auf der letzten Mittelwindung und der Endwindung in leicht nach oben gebogene Stacheln übergehen. Endwindung mit konvexer Basis und 8 Stacheln, die sich als flache Rippen nach unten fortsetzen; Mündung breit, eiförmig, oben leicht ausgußartig, unten ohne Einschnürung in einen etwas nach links gebogenen Kanal auslaufend; Columella glatt, leicht konkav, mit abgelöstem Columellarrand; Außenrand, soweit erhalten, nicht verdickt; über der Peripherie 6 schwache Spiralreifen mit sigmoidalen Anwachsstreifen, unter der Peripherie 6 stärkere Spiralreifen und nach unten weitere, jedoch schwächere. Auf der Schlußwindung bilden die Anwachsstreifen und die etwas welligen Spiralreifen ein axiales längliches Gitterwerk.

Genus *Afer* Conrad, 1858

*Afer uhli* n. sp.
Taf. 16, Fig. 2a—b

Material: 1 Gehäuse

Holotypus: 1943 II 333, Taf. 16, Fig. 2a—b
Maße: H 43,5 mm, B 30,0 mm

Locus typicus: Kroisbach, aus einer Konkretion bei der Grabung Kch 6

Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän

Derivatio nominis: zu Ehren meines Naturkundelehrers am Humanistischen Gymnasium, Herrn Studienprof. Dr. Franz Uhl, Burghausen, †.

Beschreibung: Schlecht erhaltenes birnenförmiges Gehäuse, Gewinde mäßig erhoben mit ausgezogenem Apex; Protoconch nicht erhalten; Teleconch aus 5 Mittelwindungen und einer Endwindung. Die 3 ersten Mittelwindungen zeigen nur die innersten Schalenschichten. An die tiefen Nähte schließt sich eine

schwach konvexe Rampe an, die beinahe bis zur unteren Naht reicht und jeweils mit 15 flachen Rippen besetzt ist. Die 4. und 5. Mittelwindung, nur zum Teil mit vollständiger Schale erhalten, haben keine Rippen. Sie sind bedeckt von schiefen Anwachsstreifen und Spiralreifen, die rautenförmige Felder umschließen. Endwindung bauchig, etwa 1/2 der Gehäusehöhe, mit stumpfkantiger Rampe und gut gerundeter Basis; Mündung breit, eiförmig, oben ausgußartig, unten allmählich in einen schmalen engen Kanal übergehend; Außenrand der Mündung, soweit erhalten, innen glatt; Parietalwand schwach konvex; Columella schwach konkav, am unteren Ende unmittelbar über dem Ansatz des Kanals 2 scharfe nach rechts aufwärts gerichtete Falten. Parietal- und Spindelkallus zusammenhängend; Spindelrand abgelöst.

Superfamilia Mitracea
Familia Mitridae
Subfamilia Vexillinae
Genus *Vexillum* (Bolten) Röding, 1788
Subgenus *Conomitra* Conrad, 1865

*Vexillum (Conomitra) subcostatum* n. sp.
Taf. 16, Fig. 3a—b

Material: 1 Gehäuse

Holotypus: 1943 II 387, Taf. 16, Fig. 3a—b
Maße: H 30,2 mm, B 11,4 mm

Locus typicus: Kroisbach, Kch 14

Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän

Derivatio nominis: sub (lat.) = unter, hier: etwas, ein wenig; costatus von costa (lat.), Rippe, wegen der schwach ausgebildeten Rippen.

Beschreibung: Gehäuse mittelgroß, spindelförmig; Gewinde schmal, kegelförmig; Protoconch aus etwa 2 glatten, gewölbten, rechts gewundenen Umgängen, Nucleus kaum versenkt; Teleconch aus 5 Mittelwindungen und der Schlußwindung; Mittelwindungen sehr flach gewölbt und durch schwache Nähte kaum abgesetzt. Die 3 ersten Mittelwindungen sind glatt, auf der vierten entwickeln sich allmählich flache, etwas nach rechts gerichtete Rippen, auf der fünften Mittelwindung sind 9 Rippen vorhanden, auf der Schlußwindung verschwinden sie. Die Spiralskulptur ist kaum angedeutet. Sie besteht aus zahlreichen, äußerst schwachen Reifen. Anwachsstreifen flach sinusartig, im oberen Teil der Mittelwindungen nach links, im unteren Teil nach rechts verlaufend; Endwindung sehr groß, fast bauchig, etwa gleich 3/4 der Gehäusehöhe; Mündung schmal, im oberen Teil spitz, unten mit einem kurzen Kanal; Außenrand beschädigt. Nach den Anwachsstreifen zu urteilen, ist der Außenrand oben und in der Mitte fast gerade, unten jedoch nach rechts zurück gebogen und zeigt damit einen flachen Ausschnitt an; Spindel fast gerade mit schwacher Spindelschwiele; auf dieser 3 kräftige gleiche, schiefe, äquidistante Falten und darunter noch eine schwächere, die sehr schief aufsteigt.

Bemerkungen: Unsere Art steht *Vexillum csákvarense* Szöts, 1953, S. 187, Taf. 7, Fig. 4, sehr nahe. Sie unterscheidet sich jedoch durch die flachen Rippen auf den Mittelwindungen. Das gleiche trifft zu für *V. montense* (Vincent), in: Glibert, 1973, S. 74, Taf. 9, Fig. 2, das jedoch viel bauchiger und kleiner ist.

Familia Cancellariidae
Genus *Unitas* Harris & Palmer, 1947

*Unitas elongata* n. sp.
Taf. 16, Fig. 4a—b

Material: 8 Gehäuse, Kroisbach, Kch 12, 1943 II 360, 361 (7)

Holotypus: 1943 II 360, Taf. 16, Fig. 4a—b
Maße: H 5,28 mm, B 2,87 mm

Locus typicus: Kroisbach, Kch 12

Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän

Derivatio nominis: elongatus (n. lat.) verlängert, wegen des verlängerten Gewindes.

Beschreibung: Gehäuse klein, doppelt kegelförmig, fast 2 mal so hoch als breit, festschalig, Gewinde hoch, kegelförmig, verlängert; Protoconch domartig aus 3 gewölbten glatten Windungen; Teleconch aus $1^1/_4$ Mittelwindungen und einer Endwindung. Die Mittelwindungen sind ziemlich gleichmäßig gewölbt. Die Skulpur beginnt mit 3 axialen, etwas schiefen Rippen, die von der oberen zur unteren Naht ziehen. Nachfolgend werden die Rippen — 11 auf jeder Windung — immer kräftiger und sind von 5 etwas schwächeren Spiralreifen überzogen. Endwindung sehr groß, fast $^7/_{10}$ der Höhe, mit sehr gewölbter Basis, auf der sich die Rippen mit annähernd gleicher Stärke fast bis zum Unterrand fortsetzen. Die Spiralskulptur besteht aus 9 Reifen mit schwächeren Zwischenreifen; Anwachsstreifen außerordentlich fein; Mündung oval, unten mit einem kurzen nach links gerichteten Kanal; Außenrand nur teilweise erhalten, schief, durch die Endrippe verstärkt, innen mit 5 Leisten. Columellarrand unten etwas schwielig mit Nabelfenster; Columella gerade mit 2 schiefen Falten, wovon die obere in der Mitte der Mündung liegt.

Bemerkungen: In der allgemeinen Form besteht große Ähnlichkeit zu *Sveltia multistriata* Ravn, 1939, S. 87, Taf. 3, Fig. 23a—b und 24a—b. Jedoch unterscheidet sich unsere Art durch das höhere Gewinde, die kräftigere Skulptur, die geringere Anzahl von Spiralstreifen und die starken Rippen, die auf dem letzten Umgang fast bis zum Unterrand ziehen.

Genus *Narona* H. & A. Adams, 1854
Subgenus *Sveltia* Jousseaume, 1887

*Narona (Sveltia) tricarinata* n. sp.
Taf. 17, Fig. 5a—b, 6a—b

Material: 8 Gehäuse, Kroisbach, Kch 2, 1943 II 354—357, 359 (3); Graben östl. der Ortschaft Kroisbach, Kr 1, 1943 II 358

Holotypus: 1943 II 354, Taf. 17, Fig. 5a—b
Maße: H 3,45 mm, B 2,27 mm

Paratypus: 1943 II 355, Taf. 17, Fig. 6a—b
Maße: H 2,20 mm, B 1,65 mm

Locus typicus: Kroisbach, Kch 2

Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän

Derivatio nominis: tri-(tres) (lat.) drei; carina (lat.) Kiel, wegen der 3 Kiele der Endwindung.

Beschreibung: Gehäuse sehr klein, höher als breit, festschalig getürmt, Gewinde kegelförmig; Protoconch domartig aus $3^1/_2$ breit gewölbten Windungen; Teleconch aus 2 Mittelwindungen und einer Endwindung. Die Mittelwindungen besitzen eine flache Rampe, an die sich nach abwärts ein fast senkrechter, wenig nach außen gerichteter Schalenteil anschließt. Dieser wird nach abwärts durch einen schief zur Achse fallenden Schalenteil abgelöst. Die Skulptur beginnt mit 3 schiefen, nach rückwärts gekrümmten axialen Rippen, die zwischen den oberen und unteren sehr feinen Nähten verlaufen. Hierauf folgen 6 immer kräftiger werdende, etwas schiefe Rippen, die durch 2 Spiralkiele verbunden sind und Stacheln besitzen. Endwindung groß, gleich $^2/_3$ der Höhe und breit, mit 13 Rippen und 3 Kielen. Der unterste davon liegt bereits auf der sehr steil gewölbten Basis und tritt oben genau aus der Mündungsbucht hervor. Auf der Rampe 1—2 schwache Spiralreifen und einer zwischen mittlerem und unterem Kiel. Darunter folgen noch ein kräftigerer und 2 schwächere Spiralreifen. Mündung eiförmig, unten schwach eingebuchtet. Außenrand nicht erhalten, nach den feinen Anwachsstreifen etwas schief; Columella schwach konkav mit 2 schiefen Falten, wovon die untere in der Mitte der Mündung liegt. Columellarrand mäßig breit, nach unten umgeschlagen; geritzt genabelt.

Bemerkungen: Zum näheren Vergleich kann *Sveltia angulifera* (v. Koenen, 1885), in: Ravn, 1939, S. 88, Taf. 3, Fig. 21a—b, 22a—b herangezogen werden. Sie unterscheidet sich durch die weniger abgesetzten Umgänge und die schwächere Skulptur von unserer Art.

Superfamilia Conacea
Familia Turridae
Subfamilia Turriculinae
Genus *Turricula* Schumacher, 1817
Subgenus *Surcula* H. & A. Adams, 1853

*Turricula (Surcula) steinbacherae* n. sp.
Taf. 16, Fig. 5a—b, 6a—b

Material: 2 Gehäuse, Kroisbach, Kch 4 (?), 1943 II 276; Kch 6, 1943 II 407

Holotypus: 1943 II 276, Taf. 16, Fig. 5a—b
Maße: H 84,0 mm, B 32,8 mm

Paratypus: 1943 II 407, Taf. 16, Fig. 6a—b
Maße: H 42,5 mm, B 23,5 mm

Locus typicus: Kroisbach, Kch 4 (?)

Stratum typicum: Oichinger Schichten, Paleozän

Derivatio nominis: zu Ehren von Frau Hildegard Steinbacher, Berchtesgaden, die den Holotypus der Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie überlassen hat.

Beschreibung: Gehäuse groß, spindelförmig; Gewinde hoch, kegelförmig. Vom Protoconch ist nur eine glatte Schlußwindung erhalten. Teleconch aus 6 Mittelwindungen und einer Endwindung, die durch tiefe, rinnenartige Nähte getrennt sind; die Mittelwindungen mit breiter, konkaver, schief abfallender Rampe, außen mit einer etwas unter der halben Höhe gelegener, abgerundeter Kante. Unterhalb davon fallen die Windungen leicht eingezogen zur unteren Naht ab. Auf der Rampe etwa 10 sehr feine Spiralfäden und kräftige nach rückwärts gebogene Anwachsstreifen, welche die stärkste Ausbuchtung in der Mitte der Rampe besitzen; auf der Kante schwache Knoten, die sich als sehr flache Rippen bis zur unteren Naht fortsetzen und von 7—9 stärkeren flach welligen Spiralstreifen überzogen sind. Hier sind die Anwachsstreifen nach vorne gebogen. Endwindung groß, fast $^{7}/_{10}$ der Gesamthöhe, mit etwa 15 schwachen Knoten auf der Kante; Mündung länglich, eiförmig, in einen langen Kanal auslaufend; Außenrand nur teilweise erhalten; nach den Anwachsstreifen verläuft dieser über der Kante bogig nach rückwärts, unterhalb davon bogig nach vorwärts; Columella fast gerade, mit einem sehr dünnen Kallus. Basis gewölbt mit zahlreichen, etwas gewellten stärkeren Spiralstreifen, die sich nach unten verlieren.

Bemerkungen: *Surcula veslensis* Cossmann, in: Cossmann & Pissarro 1910—1913, Taf. 50, Fig. 223 bis 2, ist im Vergleich zu unserer Art schlanker und hat auch einen etwas mehr gewundenen Kanal. Auch die periphere Kante tritt nicht so deutlich hervor. Schließlich liegt der Analsinus in der unteren Hälfte der Rampe in der Nähe der Peripherie.

Subfamilia Borsoniinae
Genus *Borsonia* Bellardi, 1839
Subgenus *Cordieria*, Rouault, 1848

*Borsonia (Cordieria) coemansi* Briart & Cornet, 1870
Taf. 17, Fig. 3a—b, 4a—b

1870 *Borsonia coemansi* Briart & Cornet, S. 61, Taf. 5, Fig. 5a—d.
1963 *Borsonia coemansi*, — Krach, S. 131, Taf. 14, Fig. 3, 4, 4a, Taf. 26, Fig. 8, 10, Taf. 27, Fig. 2, 3 ?, 4.
1973 *Borsonia (Cordieria) coemansi*, — Glibert, S. 83, Taf. 10, Fig. 4.

Material: 8 Gehäuse, Kroisbach, große Sperre, 1943 II 374; Kch 11a, 1943 II 371, 373, 375, 377 (2); Kch 14, 1943 II 372; nördl. Graben von Oiching, Og 1, 1943 II 376

Orig. zu Taf. 17, Fig. 3a—b, 1943 II 371, Maße: H 15,3 mm, B 4,8 mm
Orig. zu Taf. 17, Fig. 4a—b, 1943 II 372, Maße: H 33,4 mm, B 11,8 mm

Fundschicht: Oichinger Schichten, Paleozän.

Beschreibung: Gehäuse mäßig groß, schlank, spindelförmig; Gewinde kegelförmig, gleich der halben Höhe; Protoconch aus 2 gewölbten glatten Umgängen, die eine von den übrigen Umgängen nicht abgesetzte Kuppe bilden; 6—7

Mittelwindungen mit steiler konkaver Rampe, deren kielartiger Außenrand knapp über der Mitte der Umgänge liegt. Unterhalb davon fallen die Umgänge etwas eingezogen zur unteren Naht ab. Die ersten beiden Mittelwindungen haben übereinander stehende Rippen; auf den folgenden Mittelwindungen ist ein doppelter Knotenkranz entwickelt, ein schwächerer Knotenkranz unter der oberen Naht, ein stärkerer auf dem Kiel. Der obere Knotenkranz kann mit zunehmendem Wachstum fast verschwinden. Auf der letzten Mittelwindung schwankt die Zahl der Knoten auf dem Kiel von 15—24. Die Spiralskulptur besteht aus dicht gedrängten Reifen, 12 auf der Schulter und 7 unterhalb davon bis zur unteren Naht. Die Anwachsstreifen sind auf der Schulter schwach bogig nach rückwärts gerichtet, unterhalb davon nach vorwärts. Letzter Umgang sehr groß, etwa $^2/_3$ der Höhe; Basis steil nach innen abfallend mit zahlreichen Spiralreifen; Mündung schmal, länglich, in einen kurzen Kanal auslaufend; Außenrand nur teilweise erhalten, schwacher Analsinus am Kiel; Columella schwach konkav mit 3 kräftig vorspringenden Spindelfalten, die oberste Falte fast horizontal, die mittlere und unterste Falte schief zur Gehäuseachse. Die mittlere Falte hat von der oberen einen geringeren Abstand als von der unteren Falte.

Bemerkungen: Die vorliegende Art scheint stark zu variieren hinsichtlich der Anzahl der Rippen und des doppelten Knotenkranzes, der vor allem auf jugendlichen Stücken bis zur Mündung reichen kann. Die Art ist aus dem Calcaire de Mons bekannt, auch in den Mittleren Karpaten kommt sie vor.

## 3. Paläontologische Ergebnisse

Von dem umfangreichen Fossilmaterial wurden nur 28 Gastropodenarten einer näheren paläontologischen Untersuchung zugeführt. Davon kommen 5 Arten in anderen Paleozängebieten vor, weitere 3 Arten aus früherer Zeit (Traub, 1938) konnten durch bessere Funde revidiert werden. 20 Arten sind neu. Eine Schnecke konnte nur generell bestimmt werden.

Die neuen Arten sind in folgender Liste zusammengestellt:
*Leptomaria sublevis* n. sp.
*Emarginula striatissima* n. sp.
*Olivia inflata* n. sp.
*Solariella kroisbachensis* n. sp.
*Otomphalus kleinoichingensis* n. sp.
*Sigmesalia krachi* n. sp.
*Ampullina curta* n. sp.
*Charonia multinodosa* n. sp.
*Charonia (Sassia) angusta* n. sp.
*Poirieria braumuelleri* n. sp.
*? Poirieria levis* n. sp.
*Suessonia iuvavica* n. sp.
*Clavilithes hagni* n. sp.
*Pseudoliva rosenkrantzi* n. sp.
*Tudicla (Sceptrum) zottmaieri* n. sp.
*Afer uhli* n. sp.

*Vexillum (Conomitra) subcostatum* n. sp.
*Unitas elongata* n. sp.
*Narona (Sveltia) tricarinata* n. sp.
*Turricula (Surcula) steinbacherae* n. sp.

Dazu kommt noch die nicht näher bestimmte Schnecke:
*Calliostoma (Mauriella)* sp. ind.

Die revidierten Arten sind:
*Turritella (Haustator) quadrifasciata* (Traub, 1938)
*Araeodactylus fuggeri* (Traub, 1938)
*Pseudoliva binodosa* Traub, 1938

An bekannten Arten treten auf:
*Eucycloscala* cf. *basistriata* Anderson, 1975
*Mathilda (Fimbricatella)* cf. *carinata* Ravn, 1939
*Turritella* aff. *arsenei* Briart & Cornet, 1873
*Turritella (Haustator)* aff. *montensis* Briart & Cornet, 1873
*Borsonia (Cordieria) coemansi* Briart & Cornet, 1873

## 4. Stratigraphische Ergebnisse

Gastropoden, welche sowohl in den Oichinger Schichten als auch in anderen gut bekannten annähernd gleichzeitigen Paleozänablagerungen auftreten, ermöglichen stratigraphische Aussagen. Solche Paleozänablagerungen liegen vor:

1. im Calcaire de Mons,
2. in Schachtanlagen und Bohrungen der Niederrheinischen Bucht,
3. in Kopenhagen (westlich Gaswerk),
4. in den Mittleren Karpaten (Babica),
5. von der Nordukraine bis zum Donbecken.

Im derzeitigen Material sind 5 mit anderen Paleozängebieten gemeinsame Arten vorhanden. Andererseits wurden zahlreiche Arten aus meiner Arbeit von 1938 auch von Krach (1967) in den Mittleren Karpaten von Polen, von Moroz (1972), Moroz & Savron (1975) im Dnjepr-, Donez- und Donbecken und von Makarenko (1975) in der Nordukraine gefunden oder für synonom erklärt mit anderen bereits bekannten Arten. Diese Gastropoden sind in der folgenden Liste zusammengestellt.

Es fällt auf, daß die molluskenreichen Oichinger Schichten mehr Beziehungen zu den östlichen Paleozängebieten des Tethys- und des borealen Bereiches haben als zu den nördlichen (Mons, Niederrhein, Kopenhagen). Dieser Befund bestätigt die Vermutung, daß das Paleozänmeer von Osten gekommen ist (Traub 1938, S. 16).

Die gemeinsamen Gastropoden sprechen auf alle Fälle für ein paleozänes Alter der molluskenführenden Oichinger Schichten. Im übrigen darf auf den folgenden Beitrag von Herrn Prof. Dr. H. Hagn hingewiesen werden:

| Gastropoden der Oichinger Schichten | Calcaire de Mons | Niederrhein-Bucht | Kopenhagen | Mittlere Karpaten | N. Ukraine bis Donbecken |
|---|---|---|---|---|---|
| *Ampullospira austriaca* (Traub, 1938) | | | | | + |
| *Ancilla flexuosa* v. Koenen, 1885 | | + | + | | + |
| *Araeodactylus fuggeri* (Traub, 1938) | | | | | + |
| *Arrhoges granocarinatus* Traub, 1938 | | | | | + |
| *Athleta (Volutispina) elevata* (Sowerby, 1840) | | | | | + |
| *Borsonia (Cordieria) coemansi* Briart & Cornet, 1870 | + | | | + | |
| *Cominella supracostata* Traub, 1938 | | | | + | |
| *Eucycloscala* cf. *basistriata* Anderson, 1975 | | + | | | |
| *Exilia trifasciata* Traub, 1938 | | | | | + |
| *Gilbertina sphaeroides* Traub, 1938 | | | | | + |
| *Mathilda (Fimbricatella)* cf. *carinata* Ravn, 1939 | | | + | | |
| *Metacerithium paleocaenicum* Traub, 1938 | | | | + | |
| *Natica wateleti* Briart & Cornet, 1873 | + | | | | + |
| *Pseudoliva serrata* Traub, 1938 | | | | + | |
| *Ringicula actaeoniformis* (Netschajew, 1879) | | | | | + |
| *Pyrgulifera bicarinata* Traub, 1938 | | | | ? | |
| *Roxania raricostata* (Briart & Cornet, 1887) | + | | | | + |
| *Sigmesalia krachi* Traub, 1979 | | | | + | |
| *Turritella aff. arseni* Briart & Cornet, 1873 | + | + | | + | + |
| *Turritella (Haustator)* aff. *montensis* Briart & Cornet, 1873 | + | + | | + | + |

## Zum Alter der Oichinger Schichten (H. Hagn)

Die Oichinger Schichten des Kroisbachs wurden von Gohrbandt (1963) mikropaläontologisch bearbeitet. Er fand in den von Traub ausgebeuteten Schichten die planktonische Foraminifere *Globorotalia angulata* (White), nach der eine Foraminiferenzone des Paleozäns benannt wurde. Der Hauptteil der Fossilfundpunkte fällt in die Zone C Gohrbandt's. Dieser Profilabschnitt wurde in das untere und mittlere Thanet eingestuft (Gohrbandt 1963, S. 27, Tab. 1).

In jüngster Zeit übergab Herr Dr. Traub dem Berichterstatter Präparationsabfälle von Fossilien aus den Oichinger Schichten. Auch in ihnen konnte die oben genannte Art nachgewiesen werden. Die Fundschichten Traub's sind daher in die *Globorotalia angulata*-Zone einzuordnen.

Die für einen stratigraphischen Vergleich herangezogenen Schichten von Babica (Polnische Karpaten) führen ebenfalls *Globorotalia angulata*. Szczechura & Pozaryska (1974, S. 19) bemerkten hierzu: "Babica Clays of the Carpathians are of the Late Paleocene (Thanetian) age, so they are somewhat younger than the Paleocene strata from Polish Lowlands, which are of Dano-Montian age". Allerdings fanden die beiden Autoren neben *Gl. angulata* (S. 70—71) auch noch, wenn auch seltener, Gehäuse von *Globorotalia velascoensis* (Cushman), einer Art, welche das höhere Paleozän kennzeichnet (S. 73—74). In jedem Fall ist in den Schichten von Babica die *Globorotalia angulata*-Zone vertreten.

Die *Globorotalia angulata*-Zone wurde von Berggren (1972, Tab. 4) in das untere Thanet gestellt. Nach v. Hillebrandt (1965) gehört sie entweder dem oberen Mont (Tab. 1) oder dem unteren Landen (Tab. 5) an. In einer späteren Arbeit stufte er diese Zone in den Grenzbereich Mont/Thanet ein (1974, Fig. 7, Tab. 1). Fahmy et al. (1970, S. 479) schließlich siedelten *Gl. angulata* im Mont an. Sie bemerkten hierzu: "This stage includes only the *Globorotalia angulata* zone".

Aus alledem erhellt, daß die fossilführenden Schichten des Kroisbachs am ehesten in den Zeitbereich o b e r e s M o n t — t i e f e r e s T h a n e t fallen. Dan und Ilerd scheiden mit Sicherheit aus. Es ist dabei belanglos, ob man die Fundschichten nach dem Vorbild russischer Forscher (z. B. Krasheninnikov 1971, Tab. 1) als Unterpaleozän oder etwa mit Premoli Silva & Bolli (1973, Tab. 4) als Mittelpaleozän bezeichnet.

### Literatur


Anderson, H. J. (1972): Marines Paläozän am Salzstock Lehrte, südlich Hannover. — Geologica et Palaeontologica, **6**: 151—154, Taf. 1; Marburg.

Anderson, H. J. (1975): Die Fauna der paläozänen Hückelhovener Schichten aus dem Schacht Sophia Jacoba 6 (Erkelenzer Horst, Niederrheinische Bucht, Teil 3: Scaphopoda, Gastropoda, Cephalopoda. — Geologica et Palaeontologica, **9**: 141—171, 1 Tab., Taf. 1—6; Marburg.

Arkhangel'skij, A. D. (1905): Die paleozänen Ablagerungen des Wolgagebietes von Saratow und ihre Fauna (russ.). — Nachdruck (1952), Izbrannye Trudy, **1**: 15—130, Taf. 1—12, 1 Abb., 6 Tab.; Moskau (Verlag der Akad. d. Wiss. UdSSR).

Briart, A. & Cornet, F. L. (1870—1887): Description des fossiles du Calcaire grossier de Mons, Gastropodes. — Mém. Acad. roy. Sc. et B. — A. de Belgique, Part I, 1870, **36**: VIII + 76 S., Taf. 1—5; Part II, 1873, **37**: IV + 95 S., Taf. 6—12; Part III, 1877, **43**: VIII + 72 S., Taf. 13—18; Part IV, 1887, **47**: 128 S., Taf. 19—26; Bruxelles.

Cossmann, M. (1889): Cataloque illustré des coquilles fossiles de l'Éocène des Environs de Paris. — Ann. Soc. r. Malac. de Belgique, **24:** 1—381, Taf. 1—12; Bruxelles.

Cossmann, M. (1902): Mollusques éocèniques de la Loire — Inférieure. — Bull. Soc. sc. nat. Ouest de la France, **2**, 1: 5—159, Taf. 6—17; Nantes.

Cossmann, M. (1915): Revision des Scaphopodes, Gastropodes et Céphalopodes du Montien de Belgique. — Mém. Mus. r. Hist. natur. Belg., **6:** 1—71, Taf. 1—4; Bruxelles.

Cossmann, M. (1923): Description des Mollusques, in: O'Gorman, G.: Le Gisement Cuisien de Gan (Basses — Pyrénnes): 1—188, Taf. 1—11; Pau (B.-P.) (chez M. Cossmann ou chez M. O'Gorman).

Cossmann, M. (1924): Revision des Scaphopodes, Gatsropodes et Céphalopodes du Montien de Belgique. Deuxième Partie. — Mém. Mus. r. Hist. natur. Belg., **34:** 35 S., Taf. 5—6; Bruxelles.

Cossmann, M. & Pissarro, G. (1910—1913): Iconographie complète des Coquilles fossiles de l'Éocène des Environs de Paris, t. 2e, Scaphopodes, Brachiopodes, Céphalopodes et Supplément. — 22 S., 65 Taf.; Paris.

Glibert, M. (1973): Revision des Gastropodes du Danien et du Montien de la Belgique. I. Les gastropodes du Calcaire des Mons. — Mém. Inst. r. Sci. natur. Belg., **173:** 1—116, 60 Abb., Tab. 1—12; Bruxelles.

Koenen, A. von (1885): Über eine Paleozäne Fauna von Kopenhagen. — Abh. K. Ges. Wissensch. Göttingen, **32:** 1—128, Taf. 1—5; Göttingen.

Krach, W. (1963): Mollusca of the Babica clays (Paleocene) of the Middle Carpathians, Pt. I Gastropoda. — Polska Akad. Nauk, Studia Geologica Polonica, **14:** 1—152, 24 Abb,- Taf. 1—27; Warszawa.

Lazar, E. (1965): Die Mollusken der Paläozän-Vorkommen von Waßmannsdorf (Brandenburg) und Ratheim (Niederrhein). — Mitt. zentr. geol. Inst., **1:** 95—126, Taf. 8—9, 2 Tab.; Berlin.

Lindner, G. (1975): Muscheln + Schnecken der Weltmeere, Aussehen, Vorkommen, Systematik., BLV Bestimmungsbuch: 255 S., 1257 Abb., davon 1072 farbig von Schalen und Gehäusen; München (BLV-Verlagsges.).

Makarenko, D. E. (1961): Die Mollusken der paleozänen Ablagerungen der Krim (Ukrain.). 1—111, Taf. 1—21, 6 Abb., 3 Tab.; Kiew (Verlag der Akad. d. Wiss. Ukrain. RSR).

Makarenko, D. E. (1976): Gastropoden des Unterpaleozäns der Nord-Ukraine (russ.). — Akad. Nauk Ukrainsk. SSR, Institut Geol. Nauk: 1—180, Taf. 1—18, 10 Abb., 4 Tab.; Kiew (Naukova Dumka).

Moroz, S. S. (1970): Das Paleozän des Dnjepr-Donez-Tieflandes (russ.). — 1—190, 14 Abb., 10 Tab., 17 Beilagen; Kiew (Verlag Kiew. Univ.).

Moroz, S. A. (1972): Die Fauna der Mollusken des Paleozäns des Dnjepr-Donez-Tieflandes (russ.). — 1—139, Taf. 1—26, 1 Kartenskizze, 2 Tab.; Kiew (Verlag Kiew. Univ.).

Moroz, S. A. & Savron, E. B. (1975): Känozoische Meere des Donez-Beckens (russ.). — 1—200, Taf. 1—7, 12 Fotos, 4 Beilagen, 6 Tab.; Kiew (Verlag Kiew. Staatl. Univ.).

Netschhaew, A. (1897): Die Fauna der Eozänablagerungen an der Wolga unterhalb Saratow (russ.). — Trudy Obshch. Estestv. Imperator. Kazansk. Univ., **32:** 1—247, Taf. 1—10, Tabellen; Kazan.

Ravn, J. P. J. (1939): Études sur les Mollusques du Paléozène de Kopenhague. — K. dansk. vidensk. Selsk., biol. Skr. **1**, 1: 1—106, 2 Abb., Taf. 1—4; København.

Schlosser, M. (1925): Die Eocaenfaunen der bayerischen Alpen. I. Teil: Die Faunen des Unter- und Mitteleocaen. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Abt., **30:** 7 Abh., 1—207, Taf. 1—6, 2 Tab.; München.

Szöts, E. (1953): Mollusques éocènes de la Hongrie, I. Les mollusques Éocènes des environs de Gant (ung., franz., russ.). — Geologica Hungarica, S. palaeont., **22:** 1—270, Taf. 1—10, 1 geol. Karte; Budapest.

Traub, F. (1938): Geologische und paläontologische Bearbeitung der Kreide und des Tertiärs im östlichen Rupertiwinkel, nördlich von Salzburg. — Palaeontographica, 88, A: 1—114, Taf. 1—8, 2 Abb., 1 geol. Karte, 3 Profile; Stuttgart.

Traub, F. (1953): Die Schuppenzone im Helvetikum von St. Pankraz am Haunsberg, nördlich von Salzburg. — Geologica Bavarica, **15**: 36 S., 4 Abb.; München.

Wenz, W. (1938—1944): Gastropoda, Teil 1 Allgemeiner Teil und Prosobranchia. — Handbuch der Paläozoologie, Bd. 6: XII+1639 S., 4211 Abb.; Berlin (Borntraeger).

Berggren, W. A. (1972): Cenozoic Biostratigraphy and Paleobiogeography of the North Atlantic. — In: Laughton, A. S. et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **12**: 965—1001, Taf. 1—13, 6 Tab.; Washington (U.S. Government Printing Office).

## Literatur zum Beitrag H. Hagn

Fahmy, S. E., Krasheninnikov, V. et al. (1970): Biostratigraphy of Paleogene Deposits in Egypt. — Proc. III African Micropaleont. Coll.: 477—484; Kairo.

Gohrbandt, K. (1963): Zur Gliederung des Paläogen im Helvetikum nördlich Salzburg nach planktonischen Foraminiferen. 1. Teil: Paleozän und tiefstes Untereozän. Mit Beiträgen von A. Papp (Großforaminiferen) und H. Stradner (Nannofloren). — Mitt. Geol. Ges. Wien, **56**: 1—116, Taf. 1—11, 7 Abb., 1 Tab.; Wien.

Hillebrandt, A. v. (1965): Foraminiferen-Stratigraphie im Alttertiär von Zumaya (Provinz Guipúzcoa, NW-Spanien) und ein Vergleich mit anderen Tethys-Gebieten. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., mathem.-naturw. Kl., N. F., **123**: 1—62, 3 Profile, 3 Kartenskizzen, 5 Tab.; München.

Hillebrandt, A. v. (1974): Bioestratigrafia del Paleogeno en el sureste de España (Provincias de Murcia y Alicante). — Cuad. Geol., **5**: 135—154, 10 Abb., 1 Tab.; Granada.

Krasheninnikov, V. A. (1971): Cenozoic Foraminifera. — In: Fischer, A. G. et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **6**: 1055—1068, 2 Tab.; Washington (U.S. Government Printing Office).

Premoli silva, I. & Bolli, H. M. (1973): Late Cretaceous to Eocene Planktonic Foraminifera and Stratigraphy of Leg 15 Sites in the Caribbean Sea. — In: Edgar, N. T. et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **15**: 499—547, Taf. 1—10, 20 Abb.; Washington (U.S. Government Printing Office).

Szczechura, J. & Pozaryska, K. (1974): Foraminiferida from the Paleocene of Polish Carpathians (Babica Clays). — Palaeontologia Polonica, **31**: 1—142, Taf. 1—38, 4 Abb., 1 Tab.; Warschau und Krakau.

## Tafelerklärungen

### Tafel 12

Fig. 1a—b: *Eucycloscala* cf. *basistriata* Anderson, 1975, 4,7 ×, BSP Nr. 1943 II 287.
Fig. 2a—b: *Otomphalus kleinoichingensis* n. sp., Holotypus, 4,9 ×, BSP Nr. 1943 II 290.
Fig. 3a—b: *Otomphalus kleinoichingensis* n. sp., Paratypus, 5 ×, BSP Nr. 1943 II 291.
Fig. 4: *Leptomaria sublevis* n. sp., Holotypus, 0,6 ×, BSP Nr. 1961 I 70.

### Tafel 13

Fig. 1: *Emarginula striatissima* n. sp., Holotypus, 2 ×, BSP Nr. 1943 II 344.
Fig. 2a—b: *Olivia inflata* n. sp., Holotypus, 5,1 ×, BSP Nr. 1943 II 278.

Fig. 3: *Turritella* aff. *arseni* Briart & Cornet, 1873, 1 ×, BSP Nr. 1943 II 393.
Fig. 4a—c: *Solariella kroisbachensis* n. sp., Holotypus, 8,6 ×, BSP Nr. 1943 II 388.
Fig. 5: *Turritella (Haustator) quadrifasciata* (Traub, 1938), 2 ×, BSP Nr. 1943 II 399.
Fig. 6a—b: *Calliostoma (Mauriella)* sp. ind., 1,8 ×, BSP Nr. 1943 II 342.
Fig. 7: *Mathilda (Fimbricatella)* cf. *carinata* Ravn, 1939, 10 ×, BSP Nr. 1943 II 365.
Fig. 8: *Turritella (Haustator) quadrifasciata* (Traub, 1938), 2 ×, BSP Nr. 1943 II 400.

## Tafel 14

Fig. 1a—b: *Araeodactylus fuggeri* (Traub, 1938), Holotypus, 1 ×, BSP Nr. 1943 II 293.
Fig. 2a—b: *Charonia multinodosa* n. sp., Holotypus, 1 ×, BSP Nr. 1943 II 281.
Fig. 3a—b: *Charonia multinodosa* n. sp., Paratypus, 1 ×, BSP Nr. 1943 II 282.
Fig. 4a—c: *Ampullina curta* n. sp., Holotypus, 1 ×, BSP Nr. 1943 II 350.

## Tafel 15

Fig. 1a—b: *Turritella (Haustator)* aff. *montensis* Briart & Cornet, 1873, 1 ×, BSP Nr. 1943 II 396.
Fig. 2a—b: *Poirieria braumuelleri* n. sp., Holotypus, 1 ×, BSP Nr. 1943 II 335.
Fig. 3a—b: ? *Poirieria levis* n. sp., Holotypus, 1 ×, BSP Nr. 1943 II 334.
Fig. 4a—b: *Clavilithes hagni* n. sp., Holotypus, 1 ×, BSP Nr. 1943 II 300.
Fig. 5: *Suessonia iuvavica* n. sp., Holotypus, 5 ×, BSP Nr. 1943 II 378.
Fig. 6a—b: *Suessonia iuvavica* n. sp., Paratypus, 5 ×, BSP Nr. 1943 II 379.

## Tafel 16

Fig. 1a—b: *Pseudoliva binodosa* Traub, 1938, 1 ×, BSP Nr. 1943 II 339.
Fig. 2a—b: *Afer uhli* n. sp., Holotypus, 1 ×, BSP Nr. 1943 II 333.
Fig. 3a—b: *Vexillum (Conomitra) subcostatum* n. sp., Holotypus, 1 ×, BSP Nr. 1943 II 387.
Fig. 4a—b: *Unitas elongata* n. sp., Holotypus, 4,9 ×, BSP Nr. 1943 II 360.
Fig. 5a—b: *Turricula (Surcula) steinbacherae* n. sp., Holotypus, 1 ×, BSP Nr. 1943 II 276.
Fig. 6a—b: *Turricula (Surcula) steinbacherae* n. sp., Paratypus, 1 ×, BSP Nr. 1943 II 407.

## Tafel 17

Fig. 1a—b: *Tudicla (Sceptrum) zottmaieri* n. sp., Holotypus, 1 ×, BSP Nr. 1943 II 388.
Fig. 2a—b: *Charonia (Sassia) angusta* n. sp., Holotypus, 1 ×, BSP Nr. 1943 II 279.
Fig. 3a—b: *Borsonia (Cordieria) coemansi* Briart & Cornet, 1870, 2 ×, BSP Nr. 1943 II 371.
Fig. 4a—b: *Borsonia (Cordieria) coemansi* Briart & Cornet, 1870, 1 ×, BSP Nr. 1943 II 372.
Fig. 5a—b: *Narona (Sveltia) tricarinata* n. sp., Holotypus, 10 ×, BSP Nr. 1943 II 354.
Fig. 6a—b: *Narona (Sveltia) tricarinata* n. sp., Paratypus, 10 ×, BSP Nr. 1943 II 355.

## Tafel 18

Fig. 1a—b: *Sigmesalia krachi* n. sp., Holotypus, 1×, BSP Nr. 1943 II 286.
Fig. 2a—b: *Pseudoliva rosenkrantzi* n. sp., Holotypus, 9,3 ×, BSP Nr. 1943 II 322.
Fig. 3a—b: *Pseudoliva rosenkrantzi* n. sp., Paratypus, 9,7 × , BSP Nr. 1943 II 303.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 19 | 125—137 | München, 15. 12. 1979

# Krokodilreste aus der miozänen Braunkohle von Viehhausen bei Regensburg

Von Eugen Scherer*)

Mit 2 Abbildungen und Tafel 19

Kurzfassung

Im Miozän lebte an den Gewässern der üppigen Sumpfwälder in der südlichen Oberpfalz (Braunkohlentertiär von Viehhausen bei Regensburg) dasselbe Krokodil wie in der Bayerischen Oberen Süßwasser-Molasse, das Scherer 1978 als *Diplocynodon* cf. *buetikonensis* (H. v. Meyer, 1854) bestimmt hat. Als Besonderheit wird im Kapitel „Zähne" ein linkes Maxillare-Fragment eines sehr jungen Tieres beschrieben, bei dem die hinteren Zähne auffallend kuppenförmig abgerundet sind; dieses Fundstück ist der einzige Hinweis, daß im Raum von Viehhausen noch ein anderes Krokodil gelebt hat.

Abstract

Crocodilian remains from the Miocene Lignite of Viehhausen near Regensburg (Bavaria) are figured and described as *Diplocynodon* cf. *buetikonensis* (H. v. Meyer 1854). The same crocodile was reported by Scherer (1978) from localities of the Bavarian Upper Freshwater Molasse. There is evidence of yet another crocodilian in Viehhausen, based on a maxillary fragment with rounded posterior teeth.

Resumé

Pendant le Miocène vécut le long des eaux des forêts marécageuses luxuriantes dans le Palatinat supérieur (Lignite région de Viehhausen près de Ratisbona) le même crocodile comme dans la Molasse d'eau douce supérieur bavaroise que Scherer 1978 a destiné comme *Diplocynodon* cf. *buetikonensis* (H. v. Meyer, 1854). Comme une particularité nous décrivons dans le chapitre "dents" un fragment maxillaire gauche d'un crocodile très jeune dont les dents arrière sont frappantement arrondies. Ce fragment est la seule indication qu'une autre sorte de crocodile ait existé dans la région de Viehhausen.

*) Dr. med. E. Scherer, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, Richard-Wagner-Str. 10, D-8000 München 2.

Inhaltsübersicht

Einleitung . . . . . 126
Material . . . . . 127
Beschreibung der Fundstücke . . . . . 127
*Diplocynodon* cf. *buetikonensis* (H. v. MEYER, 1854) . . . . . 127
Schädel . . . . . 127
Unterkiefer . . . . . 130
Zähne . . . . . 134
Hautknochenplatten . . . . . 134
Bestimmung der Fundstücke . . . . . 135
Danksagungen . . . . . 136
Literatur . . . . . 136

## Einleitung

Nach der Bearbeitung der Krokodile aus der Bayerischen Oberen Süßwasser-Molasse (SCHERER 1973 und 1978) war es naheliegend, auch die Krokodile aus dem Braunkohlentertiär der Oberpfalz zu untersuchen. WURM und seine Schüler haben das Gebiet in den dreißiger Jahren wissenschaftlich erschlossen und die Fossilien aus der Braunkohle von Viehhausen geborgen. WURM selbst hat 1935 erstmals über die Wirbeltierfundstelle von Viehhausen berichtet. IRENE WAPPENSCHMITT hat 1936 über das Braunkohlengebiet von Schwarzenfeld (zwischen Nabburg und Schwandorf) im Norden und Kapfelberg-Abbach an der Donau im Süden eine geologische Studie vorgelegt und eine Liste der Fauna und Flora angegeben. 1938 hat HANS ZEIDLER die Pflanzenreste von Viehhausen, INGE SEEMANN die Insektenfresser, Fledermäuse und Nager von Viehhausen und ERIKA FUCHS die Schildkröten von Viehhausen und Prüfening bei Dechbetten beschrieben. Erst 1956 konnte die schon 1941 abgeschlossene Arbeit von PAULA RINNERT über die Huftiere von Viehhausen, Undorf-Nittendorf, Eichhofen, Abbach, Haitzing und Prüfening bei Dechbetten veröffentlicht werden. RUTTE hat 1956/58 die Geologie von Alling-Kapfelberg eingehend bearbeitet und eine neue Liste der Fauna und Flora zusammengestellt.

Die reichsten Funde stammen aus der Braunkohle von Viehhausen. Hier bestand ein Untertagebau. Benennung der Schächte, wie hierzulande üblich, nach Personen des Königshauses. Die zuerst angelegte „Ludwigszeche" südwestlich von Viehhausen, aus der WURM und seine Schüler ihr Material gewonnen haben, bestand von 1918—1954, die danach eröffnete „Karl-Theodor-Zeche" weiter südlich gegen Reichenstetten zu von 1954—1959 (Angaben des Bayerischen Oberbergamtes in München). Die aus einer Tiefe von 30—40 Meter geförderte Braunkohle wurde in der Papierfabrik von Alling an der Schwarzen Laaber verheizt, bis das billige Erdöl den Kohlebergbau zum Erliegen brachte.

Die Fossilien aus der miozänen Braunkohle von Viehhausen verdanken ihre Erhaltung, ähnlich wie die Fossilien aus der eozänen Kohle im Geiseltal bei Halle, dem Umstand, daß die Huminsäuren der Braunkohlenmoore durch die zirkulierenden Kalkwässer aus dem umgebenden Jura neutralisiert worden sind. Die Präparation der Fossilien aus der Kohle hat SEEMANN (p. 3) mitgeteilt. Die im Würzburger Institut ausgestellten Schaupräparate tragen die Fossilien auf

Paraffinplatten, indem die in der Kohle gelegenen Fundstücke zuerst von der einen Seite anpräpariert und dann in Paraffin eingegossen wurden, so daß schließlich die Kohle von der Rückseite her vollständig entfernt werden konnte.

Roger hat 1910 reichliche Krokodilreste aus dem miozänen Braunkohlenton von Dechbetten bei Regensburg (Abbildung der Tongrube Dechbetten-Prüfening bei Wappenschmitt, Taf. 2, Fig. 2) als *Diplocynodon* cf. *gracilis* Vaillant beschrieben, leider ohne Abbildungen zu geben, so daß heute nach dem kriegsbedingten Verlust der im Naturkunde-Museum von Regensburg aufbewahrten Fundstücke nur mehr der Text der Beschreibung vorliegt; aber das Praemaxillare von Dechbetten (p. 163) stimmt in der Anordnung der Zähne bzw. der Alveolen und der Gruben für die Aufnahme der Unterkieferzähne nicht nur, wie Roger betont, mit Vaillant's Beschreibung und Abbildung (1872, Fig. 19 und 20) des aquitanen *Diplocynodon* von Saint-Gérand le Puy (Allier) überein, sondern auch mit dem Praemaxillare aus der Spaltenfüllung von Appertshofen nördlich von Ingolstadt (Scherer 1978, Taf. 6, Fig. 2), so daß hier bereits eine Brücke der Übereinstimmung zwischen dem *Diplocynodon* aus dem Braunkohlenton von Dechbetten und dem *Diplocynodon* aus der Oberen Süßwasser-Molasse gebildet werden konnte.

## Material

Die Krokodilreste aus der Braunkohle von Viehhausen befinden sich im Paläontologischen Institut der Universität Würzburg (Vorstand Prof. Dr. K. Sdzuy). Sie waren während des 2. Weltkrieges ausgelagert und sind dadurch der Zerstörung entgangen. Die größeren Fundkomplexe sind, wie schon erwähnt, als Schaupräparate gestaltet, auf Paraffinplatten in situ montiert und in einer Vitrine im Treppenhaus des Instituts ausgestellt. Zahlreiche, größere und kleinere Stücke werden in 6 Schubladen verwahrt. Bei der Betrachtung der Objekte mit der Lupe erkennt man kleine Kohlebeläge, die bei der Präparation zurückgeblieben sind; in den Grübchen findet sich reichlicher Kohle; Kanälchen und Bruchspalten sind mit Kohle gefüllt.

Das Material läuft unter der Leitnummer 101; dahinter folgt nach einem Schrägstrich die Nummer, die sich auf dem Präparat befindet; da zum Beispiel zahlreiche Stücke mit der Nummer 68 vorhanden sind, wird in der Reihenfolge der Beschreibung oder, wenn sich mehrere Stücke in einer Schachtel befinden, nach einem Gedankenstrich eine weitere Ziffer angefügt.

## Beschreibung der Fundstücke

*Diplocynodon* Pomel 1847

*Diplocynodon* cf. *buetikonensis* (H. v. Meyer 1854)

Tafel 19

### Schädel

Es ist eine Schädelruine eines kleinen Krokodils auf Paraffinplatte vorhanden (Nr. 101/369) (Taf. 19), die vom vorderen Rand der Nasenöffnung bis etwa zur Mitte des Parietale reicht und eine Länge von ca. 150 mm hat. Schädelform

zugespitzt, ähnlich wie bei *Diplocynodon buetikonensis* (H. v. Meyer 1854). Gegen den zusammenhängenden vorderen Schnauzenteil ist die anschließende, ziemlich stark aufgelöste, mittlere und hintere Partie des Schädels etwas nach links verschoben und etwas nach links gedreht. Große, rundliche Nasenöffnung mit leicht wulstartig erhabenem Rand; Querdurchmesser ca. 14 mm, Längsdurchmesser ca. 18 mm. An der Praemaxillare-Maxillare-Grenze beiderseits eine relativ große, annähernd halbkreisförmige, glatte Einbuchtung zur Aufnahme der Unterkiefer-Eckzähne. Nasalia zersplittert, mehr oder weniger eingedrückt, zum Teil auch stärker verlagert; ein schräg liegendes Fragment links in der Tiefe dürfte in die Unterbrechung in mittlerer Höhe der Nasenbeine gehören; vordere Enden der Nasalia nicht erkennbar, weil das linke Praemaxillare hinter der Nasenöffnung etwas über das rechte greift; es ist wahrscheinlich, daß sie nicht bis an die Nasenöffnung herangereicht haben. Vom linken Lacrimale ist ein in querer Richtung zusammengedrückter Rest vom Orbitalrand mit der Naht zum vorderen Ende des Jugale vorhanden, der deutlich erkennen läßt, daß eine erhöhte Ornamentierung im lateralen Bereich zu einer Mulde am Orbitalrand abbricht, über die ein Fragment der erhöhten medialen Ornamentierung nach lateral verschoben ist; die Mulde läuft vorn-lateral in eine Rinne aus. Das rechte Lacrimale ist nicht vorhanden. Die Praefrontalia sind durch den kräftigen Randwulst am Orbitalrand markiert, das rechte wenig verlagert, das linke stärker in die Tiefe gedrückt und etwas nach rechts gedreht. Der vordere Fortsatz des Frontale läßt sich nicht sicher beurteilen, weil hier ein Trümmerfeld beginnt, das bis zum oberen Rand der rechten Orbita reicht. Hauptteil des Frontale verhältnismäßig gut erhalten, nur am rechten Rand, wie erwähnt, stärker beschädigt, im hinteren Teil ca. 34 mm breit. Auf der linken Seite folgt das Postfrontale, das an der Begrenzung der oberen Schläfenöffnung beteiligt ist; dahinter ein kleines vorderes Stück des Squamosum, wobei die Naht zwischen beiden etwas geöffnet ist. Das rechte Postfrontale ist zerstört. Vom längs verlaufenden Teil des rechten Squamosum ist ein größeres Stück mit der steil abfallenden Wand der oberen Schläfenöffnung erhalten. Vom Parietale ist etwa die vordere Hälfte vorhanden, mit den schräg in die Tiefe gehenden Wänden der oberen Schläfenöffnungen, die, soweit erhalten, weder besonders groß noch besonders klein, also mittelgroß sind. Die Jugalia sind zersplittert; am linken Jugale ist der etwas aufgebogene Unterrand der Augenhöhle erkennbar. Die hintersten Teile der Schädeldachplatte und die Gelenkstiele fehlen. Die Schädellänge (von der Schnauzenspitze bis zum hintersten Punkt des Condylus occipitalis) wird auf 175 mm geschätzt.

Schädelfragment eines kleinen Krokodils in der Gaumenansicht (Nr. 101/376, auf Paraffinplatte, zusammen mit Dentale-Fragmenten), das aus großen Teilen beider Maxillaria besteht. Von der rechten Alveolenreihe sind die 2.—7. Alveole erhalten. 4. und 5. Alveole groß, die 5. etwas größer als die 4. Auch die aufgebrochene 6. Alveole, von der nur ein palatinal-distaler Rest vorhanden ist, scheint groß zu sein. Hinter der 6. Alveole ein weniger gut erhaltenes interdentales Grübchen. Von der etwas verdrückten linken Alveolenreihe sind die 2.—11. Alveole erhalten. 4. und 5. Alveole groß, in der 5. steckt ein kräftiger Zahnstumpf; auch die 6. Alveole erscheint groß; hinter der 6. Alveole ein besonders schön ausgebildetes, schmal-querovales Grübchen und ein weiteres, weniger gut ausgebildetes interdentales Grübchen hinter der 8. Alveole; weiter hinten sind die Verhältnisse nicht klar. Der Biß ist also crocodylin.

Daß im Raum von Viehhausen auch größere Krokodile lebten, zeigt ein verdrücktes, stark skulptiertes Schädelfragment auf Paraffinplatte (Nr. 101/74a), das ungefähr aus dem rechten hinteren Viertel des Schädels besteht, vom Bereich vor der Orbita bis zur Gelenkrolle des Quadratum reicht, außer der Orbita die obere und untere Schläfenöffnung umfaßt und ca. 180 mm lang und bis zu 72 mm breit ist. Das Praefrontale ist durch den kräftigen Randwulst am Orbitalrand markiert, der orbitanahe Teil des Lacrimale scheint bei der Kompression des Schädels in die Tiefe gedrückt worden und verloren gegangen zu sein. Vom Frontale ist ein Rest im Bereich des oberen Orbitalrandes vorhanden, sein vorderer Fortsatz ist zu Verlust gegangen. Das Postfrontale läßt sich deutlich abgrenzen. Das Squamosum bricht mit einer steilen Wand zur oberen Schläfenöffnung ab und ist am lateral-hinteren Eck zu einer langen Spitze ausgezogen. Vom Parietale ist ein rechter vorderer Rest mit einer schräg absinkenden Wand zur oberen Schläfenöffnung zu identifizieren. Der untere Orbitalrand, der vom Jugale gebildet wird, ist zum Teil mehrfach eingebrochen und vertikal aufgestellt. Von der Postorbitalsäule ist der zum Jugale gehörende Teil erkennbar. Vor ihm ragt ein kräftiges Fragment nach oben, das unter dem Jugale hervorkommt und sich nicht identifizieren läßt. In der unteren Schläfenöffnung steckt ein größerer Koprolith, über dem der aufsteigende Teil des Quadratojugale gebogen und zersplittert worden ist; ob eine Spina quadratojugalis vorhanden war, läßt sich nicht entscheiden. Das Quadratum endet hinten mit einer kräftigen Rundung, die offenbar dem lateralen konvexen Teil der Gelenkrolle entspricht.

Zu dem eben beschriebenen Schädelstück von der Konvexität gehört ein größeres, vielfach zerbrochenes und verdrücktes Schädelfragment von der Gaumenseite auf Paraffinplatte (Nr. 101/74b), das einen größeren Teil des rechten Maxillare mit 5 Alveolen, ferner ein Teilstück der Gaumenplatte und ein Randstück des linken Maxillare mit einigen palatinalen Alveolenresten, beide Palatina und Teile beider Pterygoide zeigt. Die Palatina sind in ganzer Länge erhalten und einschließlich eines klaffenden Querbruches ca. 116 mm lang. Von der vorderen Palatinzunge, die sich zwischen die Gaumenplatten der Maxillaria einschiebt, ist das vordere Ende des rechten Palatinums erhalten; die vordere Kontur der Palatinzunge scheint danach halbkreisförmig gerundet gewesen zu sein; ihre seitlichen Ränder verlaufen fast gerade nach hinten, so daß sie kaum an Breite zunimmt; wie weit sie die Gaumenöffnungen nach vorn überragt, läßt sich nicht feststellen. Die Mittelnaht ist im Bereich der Palatina und Pterygoide geöffnet. Die kleinste Breite der Palatinspange zwischen den Gaumenfenstern wird auf 18,5 mm geschätzt. Die Naht der Palatina zu den Pterygoiden liegt deutlich vor dem hinteren Ende der Gaumenfenster. Von den Choanen sind nur die vorderen Ränder erhalten, die flach-konkav eingebuchtet sind und in der Mitte einen Vorsprung nach hinten bilden.

Die Länge dieses größeren Schädels (Nr. 101/74a und 74b) von der Schnauzenspitze bis zum hintersten Punkt des Condylus occipitalis wird auf ca. 280 mm geschätzt.

In einem weiteren Präparat auf kreisrunder dicker Paraffinplatte (Nr. 101/116 oder 11b, Schrift verblaßt) mit zahlreichen, auf größere Tiere hinweisenden Bruchstücken von allen Teilen des Skeletts findet sich ein linkes Exoccipitale-Fragment mit dem Hinterhauptskanal und der Kontaktfläche zum Basioccipitale; an der ventral-hinteren Fläche des Stücks zeigt die Foramina-Gruppe im medialen

Bereich genau dieselbe Anordnung, wie sie SCHERER 1978 (Taf. 6, Fig. 1) für die Krokodilreste aus der miozänen Spaltenfüllung Appertshofen beschrieben und abgebildet hat; der Kanal der Art. carotis int. ist aufgebrochen, weil die ventrale Spitze des Exoccipitale, die sich zwischen Basiocciptale und Quadratum einschiebt, zu Verlust gegangen ist.

## Unterkiefer

Rechtes vorderes Dentale-Fragment (Nr. 101/18—1) mit den Alveolen 2—8, ca. 51,9 mm lang, das die Doppelalveole 3/4 erkennen läßt (Abb. 1). Ausgesprochen schmale Form der Symphyse, deren vorderes Ende mitsamt der 1. Alveole in

Abb. 1: *Diplocynodon* cf. *buetikonensis* (H. v. MEYER, 1854) aus der miozänen Braunkohle von Viehhausen bei Regensburg. — Rechtes vorderes Dentale-Fragment (Nr. 101/18—1) mit den Alveolen 2—8 in doppelter Größe. Ausgesprochen schmale Form der Symphyse; am vorderen Ende enthält die längs aufgebrochene 2. Alveole einen etwas nach vorn verschobenen Zahnstumpf; Doppelalveole 3/4; in der 4. Alveole befindet sich ein röhrenförmiger Wurzelrest mit einem ziemlich großen Zahnkeim.

Höhe der 2. Alveole abgebrochen ist. Bei der Betrachtung der vorderen Bruchfläche mit der Lupe erkennt man einen Rest vom tiefsten Grund der 1. Alveole, der teilweise durch eine Schicht von winzigen Zahnsplittern verdeckt ist. Die längs aufgebrochene 2. Alveole enthält einen etwas nach vorn vorstehenden Zahnstumpf, der in Höhe des Alveoleneinganges abgebrochen ist. Alveole 3 und 4 groß, gleich groß, so eng zusammengerückt, daß das Septum zwischen den beiden Alveolen schon etwas unter dem Alveoleneingang endet und 2,0—2,5 mm zurückbleibt; 3. Alveole leer; die 4. Alveole enthält einen röhrenförmigen Wurzelrest mit einem ziemlich großen Zahnkeim. 5.—7. Alveole leer. Von der längs aufgebrochenen 8. Alveole ist nur ein mesialer Rest erhalten. An der Außenfläche des Stücks beginnt in Höhe der 5. Alveole eine Beschädigung, so daß ab Höhe der 6. Alveole der Canalis alveolaris inf. eröffnet ist. Die Symphysen-Mittelfläche ist von der vorderen Bruchfläche in Höhe der 2. Alveole bis zum hinteren Rand erhalten. Die Symphyse reicht bis zum Interdentalraum 4/5. Das Spleniale fehlt; es ist nicht an der Bildung der Symphyse beteiligt. Etwas hinter der Symphyse, ab Höhe der 6. Alveole, sieht man die obere Nahtlinie des vorderen Spleniale-Ansatzes, schräg von hinten-oben nach vorn-unten verlaufend. Kennzeichnend ist die geringe Breite der Symphyse. In dieser Hinsicht stimmt das Stück völlig überein mit den Dentale-Fragmenten von Sandelzhausen (Scherer 1973) und dem Dentale-Fragment von Appertshofen (Scherer 1978). In der Größenordnung entspricht es etwa dem bei Scherer 1973 abgebildeten Dentale-Fragment 1 von Sandelzhausen, das von einem mittelgroßen Tier mit einer medianen Schädellänge von schätzungsweise etwa 220—230 mm und mit einer geschätzten Gesamtlänge von 1,5—1,6 m stammt. In den Symphysen-Maßen ist es geringfügig größer; auch die Alveolen der Doppelalveole sind deutlich größer.

Maße des rechten vorderen Dentale-Fragmentes von Viehhausen (Nr. 101/18—1)

| | |
|---|---|
| Länge insgesamt | ca. 51,9 mm |
| Erhaltene Länge der Symphyse | ca. 22,0 mm |
| Geschätzte Länge der Symphyse | ca. 34,0—34,5 mm |
| Größte Höhe der Symphyse | ca. 15,0 mm |
| Größte Breite der Symphyse | ca. 17,5 mm |
| 3. Alveole längs | ca. 5,2 mm |
| 3. Alveole quer | ca. 5,0 mm |
| 4. Alveole längs | ca. 5,2 mm |
| 4. Alveole quer | ca. 5,0 mm |
| Symphysenwert nach Berg | ca. 227—230% |

Rechtes hinteres Dentale-Fragment eines größeren Tieres in der Ansicht von labial auf Paraffinplatte (Nr. 101/68—1), ca. 127 mm lang, aus dem Bereich der 3. großen Girlande der vertikalen Festonierung, mit 9 leeren Alveolen, wobei das Stück in der Gegend der vorderen Drittelgrenze teilweise von einer großen, von der Unterseite zu sehenden Hautknochenplatte (55 mm breit, 32 mm lang) überlagert ist; Orientierung des Stücks nach dem Verlauf der Alveolenreihe, die sich nach hinten zu immer mehr von der äußeren Kontur des Dentale entfernt. Als Eindruck der Spitze eines Oberkieferzahnes findet sich vor der vorletzten Alveole ein schönes, napfförmiges Grübchen, das näher zum äußeren Kieferrand gelegen ist.

Rechtes hinteres Dentale-Fragment eines kleineren Tieres auf Paraffinplatte (Nr. 101/292), ca. 126 mm lang, in der Ansicht von lingual, mit dem vorderen Teil des äußeren Mandibelfensters, das am vorderen Ende eine abgerundete Zuspitzung erkennen läßt. Der hinterste Teil der Alveolenreihe ist abgebrochen, der Eingang in den Canalis alveolaris inf. ist zerstört, so daß sich die genaue Lage des Foramen alveolare inf. nicht feststellen läßt. An der Abbruchstelle der Alveolenreihe ist eine Alveole aufgebrochen, von der ein zusammenhängender mesial-lateraler Rest erhalten ist. Nach vorn folgen 4 geschlossene leere Alveolen. Noch weiter vorn sind die lateralen Anteile von 2 weiteren Alveolen erkennbar, so daß insgesamt 7 Alveolen nachzuweisen sind. Vor der letzten und vorletzten geschlossenen Alveole sieht man je ein rundliches Grübchen von ausgesprochen interdentaler Lage, das sich in die anschließende Alveole öffnet. Der Biß ist, wie schon festgestellt, crocodylin.

Ein sehr schönes Schaupräparat in der Vitrine des Würzburger Instituts (Nr. 101/68—2) zeigt auf einer Paraffinplatte den zertrümmerten hinteren Teil

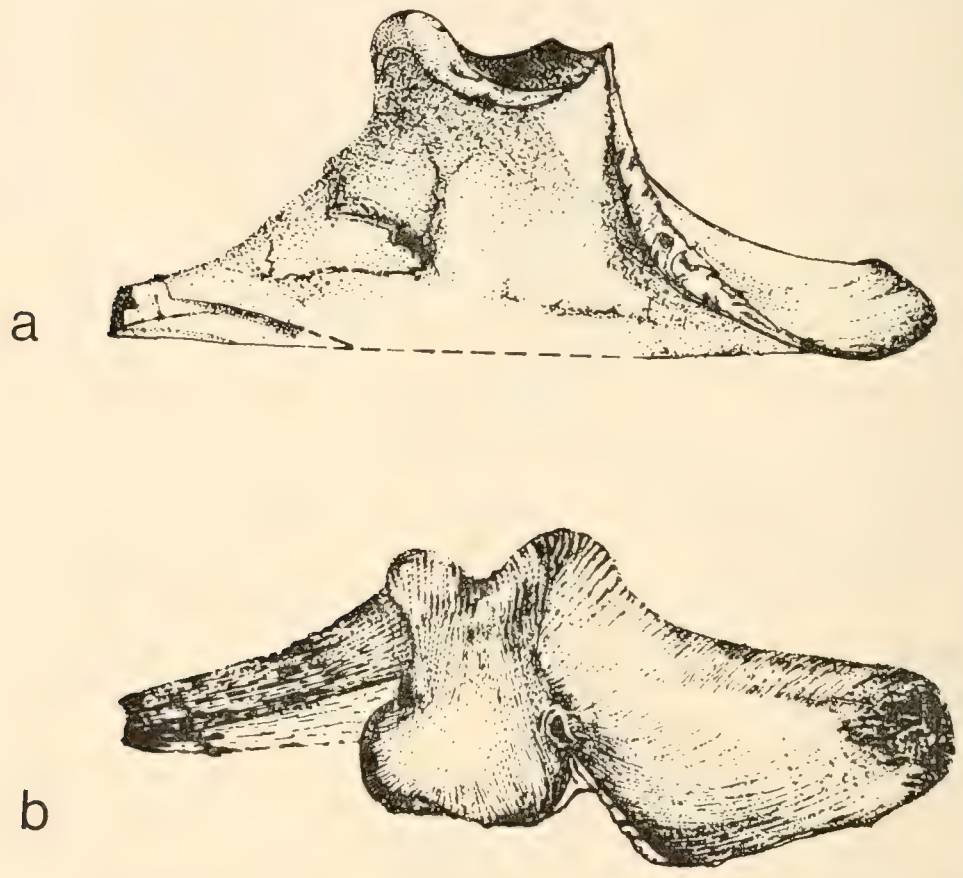



Abb. 2: *Diplocynodon* cf. *buetikonensis* (H. v. Meyer, 1854) aus der miozänen Braunkohle von Viehhausen bei Regensburg. — Rechtes Articulare eines größeren Tieres (Nr. 101/68—1) in natürlicher Größe, a) in der Ansicht von medial, b) in der Ansicht von dorsal; flache Gelenkgrube, deren vorderer Querkamm einen kräftigen medialen Höcker besitzt, von dem ein flacher Wulst, mit der medialen Konkavität der Quadratum-Gelenkrolle artikulierend, schräg nach hinten-lateral in die Gelenkgrube zieht; der Processus retroarticularis ist am medialen Rand stark konvex ausgebildet und besitzt an der dorsalen Seite einen kräftigen Längswulst.

einer rechten Mandibel in der Ansicht von medial, umgeben bzw. bedeckt von einigen Hautknochenplatten vom Rückenpanzer, deren größte (47 mm breit, 37 mm lang) vor dem Articulare liegt und das zerbrochene Angulare und Surangulare teilweise überlagert. Das Stück muß von einem großen alten Tier stammen. Das Articulare ist das Glanzstück des Präparates (Abb. 2). Es ist an der unteren Kante ca. 80 mm lang. Der nach vorn-unten gerichtete Fortsatz, an den sich der MECKEL'sche Knorpel anschließt, ist völlig erhalten und zeigt einen schräg nach hinten-unten einstrahlenden Bruchspalt ohne wesentliche Verschiebung. Die Gelenkgrube ist flach ausgebildet; ihr vorderer Randwulst ist stark konkav eingebuchtet, sein medialer Höcker ist viel größer als der laterale; vom medialen Höcker zieht schräg nach hinten-lateral ein flacher Wulst in die Gelenkgrube (er artikuliert, wie wir von Appertshofen wissen, mit der medialen Konkavität der Quadratum-Gelenkrolle); der hintere Randwulst der Gelenkgrube bildet eine niedrige Kante, die sich im medialen Bereich abflacht und hier das Foramen aëreum erkennen läßt. Der Processus retroarticularis ist in der Ansicht von medial nur minimal nach dorsal gebogen, sein medialer Rand stark konvex ausgebildet, indem seine Kontur vom höchsten Punkt der Konvexität wieder weit zum hinteren Randwulst der Gelenkgrube lateralwärts zurückkehrt; an seiner dorsalen Seite ein kräftiger Längswulst, der näher zum lateralen Rand gelegen ist; an seiner ventralen Seite verläuft ein schwacher Wulst, der etwa an der hinteren Drittelgrenze der medialen Kontur beginnt und leicht schräg nach vorn zieht. Das Articulare stimmt völlig überein mit den unvollständigen Articulare-Stücken von Appertshofen (SCHERER 1978, Inv.-Nrn. 1953 II 38—40). Dank des Würzburger Präparates wissen wir jetzt endlich, wie stark konvex der mediale Rand des Processus retroarticularis bei *Diplocynodon* ausgebildet war. Dieser mediale Randteil ist im Bereich der stärksten Konvexität relativ dünn, daher sehr leicht verletzlich und meistens abgebrochen. Vom Angulare ist ein großes Stück vorhanden, das etwas vor dem inneren Mandibelfenster beginnt und ziemlich weit bis hinter den Kieferwinkel reicht, also das Bett für den vorderen Fortsatz des Articulare mitumfaßt; das Stück ist am Kieferwinkel gebrochen, die Bruchstücke sind gegeneinander etwas verschoben. Es fehlt der langgestreckte rinnenförmige vordere Fortsatz, der sich, äußerlich nicht sichtbar, zwischen Spleniale und Dentale einschiebt und den Boden im hinteren Teil des Primordialkanals bildet, und der hinterste Teil, der sich lateral-unten an das Articulare anlegt. Der aufgebogene Innenrand des Angulare ist durch die erwähnte große Hautknochenplatte teilweise überdeckt. Über das Surangulare läßt sich nichts aussagen; es ist in mehrere Längsstücke zerdrückt und weitgehend durch die erwähnte Hautknochenplatte verdeckt; am vorderen Ende sitzt ein weiteres kleines Plattenfragment auf.

Beim zugehörigen Präparat mit dem hinteren Teil der linken Mandibel (Nr. 101/68—3), das offensichtlich vom gleichen Tier stammt, ist das auch ca. 80 mm lange Articulare stärker beschädigt, aus seinem Bett im Angulare etwas nach lateral verschoben, die stärkste Konvexität am medialen Rand des Processus retroarticularis abgebrochen, etwas nach unten verlagert und teilweise verloren gegangen. Der aufgebogene Innenrand des Angulare läßt erkennen, daß eine Kante im vorderen Teil nach hinten gegen den Kieferwinkel zu in eine wulstartige Verdickung übergeht, wie bei *Alligator*. Vom Surangulare ist aus der Gegend hinter dem äußeren Mandibelfenster, das selbst nicht vorhanden ist, ein größeres Stück erhalten, das im Bereich der Gelenkgrube des Articulare einen niedrigen

lateralen Wulst bildet; dahinter legt es sich dem hinteren Querkamm der Gelenkgrube mit einer dünnen aufsteigenden Lippe an, die nicht die Höhe des Querkamms erreicht.

## Zähne

Die Zähne liegen teils in situ, teils als Einzelzähne vor, insgesamt 115 Zähne und 15 Kronen- bzw. Wurzelfragmente. Es sind mehr Einzelzähne vorhanden als Zähne in situ. Die Zahnkronen sind teils glatt, teils mit einer feinen Längsfurchung versehen, die meist lingual deutlicher ausgeprägt ist als labial (es kommt auch vor, daß lingual gefurchte Zähne an der labialen Seite glatt sind), teils feinst gerunzelt, mit verschiedener Ausdehnung der Runzelung, die bisweilen auf die Spitze beschränkt ist.

Auffallend ist bei einem kleinen linken Maxillare-Fragment (Nr. 101/69, auf Paraffinplatte) mit 10 dichtgedrängten Zähnen, daß die hinteren Zähne breit abgerundet sind. Dieses Fundstück ist der einzige Hinweis, daß im Raum von Viehhausen noch ein anderes Krokodil gelebt hat, und muß daher näher beschrieben werden. Es ist 47 mm lang, von lateral zu sehen und mit sehr kleinen Grübchen ausgestattet; es stammt von einem sehr jungen Tier; der hinterste Teil des Fragments dürfte bereits dem Jugale angehören, ebenso wie ein am oberen Rand vertikal aufgestellter Splitter. Die Zähne sind bei der Einbettung des Stücks etwas aus den Alveolen herausgedrückt worden und bis zum 7. Zahn der Reihe schräg nach hinten gerichtet; sie sind am Zahnhals, soweit dieser zu sehen, leicht eingeschnürt; der 1. Zahn ist kurz (vielleicht ein nachrückender Zahn) und am Ende stärker beschädigt, so daß sich über die Form nicht Näheres aussagen läßt; der 2. Zahn ist länger und an der Spitze gering abgerundet; der 3. Zahn ist am längsten, seine Spitze ist abgebrochen; der 4. Zahn ist wieder etwas kürzer und an der Spitze etwas stärker abgerundet; der 5. Zahn ist durch einen ausgedehnten Bruch im Wurzelbereich etwas in die Tiefe verlagert, im Zusammenhang damit gegenüber den Nachbarzähnen etwas länger erscheinend und mit einer scharfen Spitze ausgestattet; der 6. Zahn ist an der Kuppe plateauförmig abgeflacht; der 7.—9. Zahn hat eine breit abgerundete Kuppe; am 10. Zahn ist die Kuppe abgebrochen und nach der Tiefe umgeknickt, die Endfläche ist breit abgeflacht, aber nicht näher einzusehen. Dieses linke Maxillare-Fragment steht im Verband mit einem längs eingebrochenen linken hinteren Dentale-Fragment, an das sich nach hinten ein Teil des Angulare mit dem Kieferwinkel anschließt. Ein zertrümmerter vorderer Teil dieses linken Dentale mit 5 zerstreuten, zum Teil stark beschädigten Zähnen (2 davon pfriemartig spitz und stark nach lingual gebogen) hat sich gelöst und liegt weiter unten; zwischen beiden Teilen des Unterkiefers liegen zerdrückte Teile der Palatina und Pterygoide; vom Basioccipitale ist der senkrecht aufgestellte, untere Teil der Rückwand mit einer medianen Crista zu erkennen.

## Hautknochenplatten

Außer zahlreichen Hautknochenplatten vom Rückenpanzer findet sich auch ein Stück aus dem Bauchpanzer (Nr. 101/27) mit 6 Platten bzw. Plattenteilen in 2 dreiteiligen Querreihen; die Platten zeigen kreisrunde Grübchen, wie sie für

Bauchplatten charakteristisch sind; die Naht zwischen dem vorderen und hinteren Teilschild einer Bauchplatte ist am besten an der mittleren Platte der hinteren Dreierreihe zu sehen. Der Nachweis eines Bauchpanzers ist als Genus-Merkmal von Bedeutung.

Bei der Durchsicht des Materials ist ferner eine größere, ausgesprochen dreieckige Platte (Nr. 101/68—4) mit abgerundeten Ecken, mit einer größten Kantenlänge von ca. 37 mm, mit der Basis nach zentral und einem nach distal abnehmenden und auslaufenden Kiel aufgefallen, die von der Außenseite einer Extremität stammen dürfte.

## Bestimmung der Fundstücke

Es handelt sich um Krokodile des Genus *Diplocynodon* Pomel 1847. Als Genus-Merkmale liegen vor: Doppelalveole 3/4 des Unterkiefers als namengebendes Merkmal; Symphyse kurz; Spleniale nicht an der Bildung der Symphyse beteiligt; 4. und 5. Alveole des Maxillare groß, nahezu gleich groß; Supratemporalfenster weder besonders groß noch besonders klein; Bauchpanzer aus zweiteiligen Hautknochenplatten zusammengesetzt.

Als Spezies-Merkmale kommen dazu:

— Eine zugespitzte Schädelform (Taf. 19) wie bei „*Crocodilus Bütikonensis*“ vom Lindenberg bei Büttikon (Kanton Aargau, Schweiz), den H. v. Meyer erstmals 1854 und ausführlicher 1855 mit Abbildung beschrieben und den Scherer 1978 mit sehr großer Wahrscheinlichkeit als *Diplocynodon buetikonensis* (H. v. Meyer 1854) bestimmt hat;

— wohl ausgebildete grubenförmige Einkerbungen an der Praemaxillare-Maxillare-Grenze zur offenen Aufnahme der beiden Unterkiefer-Eckzähne (Taf. 19);

— die Nasalia erreichen wahrscheinlich nicht die Nasenöffnung (Taf. 19);

— eine Mulde am Orbitalrand des Lacrimale, wie sie bei „*Crocodilus Bütikonensis*“ auf der linken Seite erhalten ist und bei den Krokodilresten aus der miozänen Spaltenfüllung Appertshofen nördlich von Ingolstadt von Scherer 1978 (Taf. 6, Fig. 4) an 3 Lacrimale-Stücken beschrieben worden ist;

— die ausgesprochen schmale Form der Symphyse des Dentale, die Scherer 1973 für die Krokodile von Sandelzhausen beschrieben und 1978 auch bei den Krokodilresten aus der Spaltenfüllung von Appertshofen nördlich von Ingolstadt gefunden hat (Scherer 1978, Taf. 6, Fig. 7 und 8);

— Articulare mit flacher Gelenkgrube, deren konkav eingesattelter vorderer Querkamm einen kräftigen medialen Höcker besitzt, und mit einem in der Ansicht von medial minimal nach dorsal gebogenen Processus retroarticularis, der einen sehr stark konvex ausgebildeten medialen Rand hat (Abb. 2);

— der aufgebogene Innenrand des Angulare zeigt im vorderen Teil der Adductorengrube eine Kante, die nach hinten gegen den Kieferwinkel zu in eine wulstartige Verdickung übergeht, wie bei *Alligator;*

— der Biß ist wie bei den Krokodilen von Appertshofen (Scherer 1978, p. 87) crocodylin; wie dort findet sich neben den typischen interdentalen Grübchen bei einem Dentale-Fragment (Nr. 101/68—1) auch ein napfförmiges Grübchen, das näher zum äußeren Kieferrand gelegen ist;

— die übereinstimmende Oberflächenbeschaffenheit der Zähne mit teils glatten teils schwach skulptierten Zahnkronen.

Noch besonders zu erwähnen ist, daß die Foramina-Gruppe im medialen Bereich des Exoccipitale genau dieselbe Anordnung zeigt, wie sie SCHERER 1978 (Taf. 6, Fig. 1) für die Krokodilreste aus der miozänen Spaltenfüllung Appertshofen beschrieben und abgebildet hat; es ist noch nicht geklärt, ob diesem Merkmal ein generischer oder spezifischer Wert zukommt.

In der miozänen Braunkohle von Viehhausen bei Regensburg findet sich demnach dasselbe Krokodil wie in der Bayerischen Oberen Süßwasser-Molasse, das SCHERER 1978 als *Diplocynodon* cf. *buetikonensis* (H. v. MEYER 1854) bestimmt hat.

Als Besonderheit wird im Kapitel „Zähne" ein linkes Maxillare-Fragment eines sehr jungen Tieres beschrieben, bei dem die hinteren Zähne auffallend kuppenförmig abgerundet sind; dieses Fundstück ist der einzige Hinweis, daß im Raum von Viehhausen noch ein anderes Krokodil gelebt hat.

## Danksagungen

Herrn Prof. Dr. K. SDZUY, dem Vorstand des Paläontologischen Instituts der Universität Würzburg, danke ich sehr herzlich dafür, daß mir das Krokodil-Material aus der miozänen Braunkohle von Viehhausen bei Regensburg zur Bearbeitung überlassen und teilweise ausgeliehen worden ist. Dank schulde ich auch Herrn Dr. W. HAMMANN vom Paläontologischen Institut und Herrn Dr. W. TRAPP vom Geologischen Institut, die mir bei meinen Besuchen in Würzburg in freundlicher Weise geholfen haben. Zu danken habe ich ferner für den Arbeitsplatz im Hause Herrn Prof. Dr. D. HERM, dem Vorstand von Universitätsinstitut und Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München, Herrn Hauptkonservator Dr. P. WELLNHOFER für freundliche Hilfe, Herrn F. HÖCK für die Fotos und Herrn K. DOSSOW für die Anfertigung der Zeichnungen zu den Abbildungen.

## Literatur

FUCHS, E. (1938): Die Schildkrötenreste aus dem Oberpfälzer Braunkohlentertiär. — Palaeontographica, **89**, Abt. A: 57—104, 27 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.

RINNERT, P. (1956): Die Huftiere aus dem Braunkohlenmiozän der Oberpfalz. — Palaeontographica, **107**, Abt. A: 1—65, 6 Taf.; Stuttgart.

ROGER, O. (1910): Ein fossiles Krokodil von Dechbetten bei Regensburg. — Ber. naturw. Ver. Regensburg, **12** (1907—1909): 160—167; Regensburg.

RUTTE, E. (1956/58): Die Geologie von Alling-Kapfelberg (zwischen Kelheim und Regensburg) und die Wirbeltierfundstätte in der obermiozänen Braunkohle von Viehhausen. — Acta Albertina Ratisbonensia (Regensburger Naturw.), **22**: 26—85, 12 Abb., 1 geol. K.; Regensburg.

SCHERER, E. (1973): Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 9. Crocodilia. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **13**: 103—114, 2 Abb., 1 Taf.; München.

SCHERER, E. (1978): Krokodilreste aus der miozänen Spaltenfüllung Appertshofen nördlich von Ingolstadt. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **18**: 65—91, 1 Taf.; München.

Seemann, I. (1938): Die Insektenfresser, Fledermäuse und Nager aus der obermiozänen Braunkohle von Viehhausen bei Regensburg. — Palaeontographica, 89, Abt. A: 1—56, 35 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
Vaillant, L. (1872): Etude zoologique sur les Crocodiliens fossiles tertiaires de Saint-Gérand le Puy. — Ann. Sci. géol., 3, 1: 58 S., 5 Taf.; Paris.
Wappenschmitt, I. (1936): Zur Geologie der Oberpfälzer Braunkohle. — Abh. Geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt, 25: 1—68, 3 Taf.; München.
Wurm, A. (1935): Die Wirbeltierfundstelle von Viehhausen bei Regensburg. — Aus der Heimat, 48: 321—327, 11 Abb.; Stuttgart.
Zeidler, H. (1938): Pflanzenreste aus der obermiozänen Braunkohle von Viehhausen bei Regensburg. — Palaeontographica, 83, Abt. B: 196-211; Stuttgart.

## Tafelerklärung

### Tafel 19

*Diplocynodon* cf. *buetikonensis* (H. v. Meyer 1854)

Schädelruine eines kleinen Krokodils aus der miozänen Braunkohle von Viehhausen bei Regensburg; zugespitzte Schädelform; an der Praemaxillare-Maxillare-Grenze beiderseits eine relativ große, glatte Einbuchtung zur Aufnahme der Unterkiefer-Eckzähne. Paläontologisches Institut der Universität Würzburg Nr. 101/369.

## Abkürzungen

| | |
|---|---|
| f | Frontale |
| j | Jugale |
| l | Lacrimale |
| m | Maxillare |
| n | Nasale |
| N | Naris |
| O | Orbita |
| p | Parietale |
| pm | Praemaxillare |
| pof | Postfrontale |
| prf | Praefrontale |
| S | Supratemporalfenster |
| sq | Squamosum |

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 19 | 139—169 | München, 15. 12. 1979

# Die frühesten Flughörnchen und primitive Ailuravinae (Rodentia, Mamm.) aus dem süddeutschen Oligozän

Von Kurt Heissig*)

Mit 7 Abbildungen, 6 Tabellen und Tafel 20—21


## Kurzfassung

Einzelzähne von hörnchenartigem Habitus aus verschiedenen Spaltenfüllungen des Sueviums (Unter- bis Mitteloligozän) können zum Teil den echten Hörnchen, und zwar der Unterfamilie Petauristinae zugeordnet werden. Sie stellen den bisher frühesten Nachweis von Flughörnchen dar. Sie beginnen im tiefsten Suevium mit einer Art von mittlerer Größe, zu der sich im mittleren Suevium eine weitere kleinere und eine größere dazugesellen. Die größere Zahl der Einzelzähne ist jedoch der Gattung *Paracitellus,* bisher aus dem Mittelmiozän von Wintershof-West durch Dehm bekannt gemacht, zuzurechnen, die mit zwei Arten, eine kleiner und eine größer als die Typusart, vertreten ist. Ihr Auftreten beschränkt sich trotz der größeren Zahl auf nur wenige Fundstellen.

Anhand der Funde wird der Versuch gemacht, die Verwandtschaftsverhältnisse der frühen Flughörnchen und der Gattung *Paracitellus* aufzuhellen. Dabei zeigt sich, daß die Gattung *Paracitellus* zu den Ailuravinae, und diese als Unterfamilie zu den Aplodontidae zu stellen sind. Eine frühe Abspaltung der Hörnchen aus derselben Wurzel wird vermutet.

Drei Zähne von stark aberrantem Bau, die hier als neue Gattung *Trigonomys* beschrieben werden, können anhand spezieller Merkmale ebenfalls an die Ailuravinae angegliedert werden.

## Abstract

Single squirrel-like teeth from fissure fillings of the Suevium (Lower to Middle Oligocene) are assigned partly to the true squirrels, subfamily Petauristinae. So they are the earliest hitherto known record of flying squirrels. They begin in the lowermost Suevium with one middle sized species which continues into the middle Suevium accompanied by a smaller and a larger one. The larger amount of teeth is assigned to the genus *Paracitellus,* known from the middle Miocene of Wintershof-West. It is represented by two species, one smaller, the other one larger than the type species. In spite of their greater number they are restricted to only a few localities.


*) Dr. K. Heissig, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Str. 10, D-8000 München.

With this material an attempt is made to clarify the relationships of early squirrels and the genus *Paracitellus*. It is shown, that *Paracitellus* has to be ranged in the Ailuravinae and this subfamily in the Aplodontidae. An early derivation of the squirrels from the same root is supposed.

Three teeth of very aberrant pattern, presented here as a new genus, *Trigonomys*, may be assigned to the Ailuravinae because of special characters.

Inhalt

1. Einleitung . . . . . 140
2. Systematik und Phylogenie . . . . . 142
2.1. Gattung *Paracitellus* . . . . . 142
2.1.1. *Paracitellus cingulatus* n. sp. . . . . 142
2.1.2. *Paracitellus marmoreus* n. sp. . . . . 145
2.1.3. Vergleich der *Paracitellus*-Arten und die Herkunft der Gattung . . . . . 150
2.2. Gattung *Trigonomys* n. gen. . . . . 152
2.2.1. *Trigonomys simplex* n. sp. . . . . 152
2.3. Gattung *Oligopetes* n. gen. . . . . 154
2.3.1. *Oligopetes radialis* n. sp. . . . . 155
2.3.2. *Oligopetes lophulus* n. sp. . . . . 157
2.3.3. *Oligopetes obtusus* n. sp. . . . . 158
2.3.4. Die Unterschiede der Arten und die Beziehungen von *Oligopetes* zu anderen Flughörnchen . . . . . 160
3. Die Frühgeschichte der Ailuravinae und die Herleitung der Hörnchen . . . . 162
4. Ökologie und Palaeogeographie . . . . . 167
Literatur . . . . . 168

## 1. Einleitung

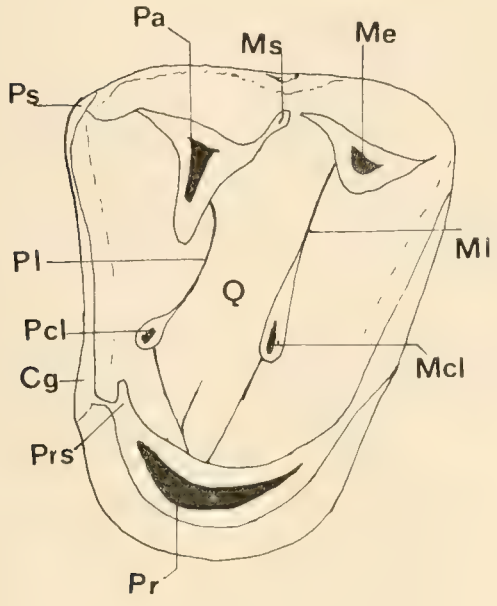
Die hohe Konzentration von Säugetierresten in den Spaltenfüllungen des süddeutschen Juragebietes hat es möglich gemacht, durch die Verarbeitung großer Materialmengen auch Reste besonders seltener Säugetierarten zu erhalten. Dazu gehören auch die in den letzten Jahren bekannt gemachten Lagomorphen, Pantolestiden und Tapiroidea. Bei den vorliegenden Nagetieren, zumindest bei den auf drei Fundstellen beschränkten Arten von *Paracitellus*, müssen aber noch besondere ökologische Bedingungen das Auftreten begünstigt haben.

Die vorliegende Arbeit ist also auch eine Vorarbeit für die ökologische Analyse der unter- bis mitteloligozänen Nagerfaunen.

Die Fundstellen umgreifen in ihrer stratigraphischen Stellung die Niveaus von „Möhren 19“ (entspricht in Westeuropa Soumailles), hier belegt durch „Möhren 19“ und „Möhren 20“, von Ronzon, belegt durch „Burgmagerbein 3“, „Haag 2“ und „Möhren 13“, und von Villebramar mit „Herrlingen 1“, „Ronheim 1“ und „Schelkingen 1“. Alle diese Niveaus gehören dem Suevium (Fahlbusch 1976) an, das dem höheren Unteroligozän und dem Mitteloligozän etwa entspricht, ohne daß bisher die Lage der Grenze eingehängt werden konnte.

Flughörnchen sind bisher erst vom Mittelmiozän (Burdigal) an fossil belegt gewesen. Lediglich Adrover & Huguenay (1975) erwähnen zwei Arten von Flughörnchen aus dem obersten Oligozän von Mallorca. Die vorliegenden Funde sind also bisher die ältesten Vertreter dieser Gruppe.

Mit der endgültigen Einwanderung der Flughörnchen in Europa im Mittelmiozän erscheint in Wintershof-West die bisher nur dort bekannte Gattung *Paracitellus* (Dehm 1950), die ursprünglich als frühes Erdhörnchen betrachtet, von Black (1966) aber zu den Prosciurinae verwiesen wurde. Der Fund von zwei weiteren Arten im Oligozän wirft ein neues Licht auf den Merkmalsbestand dieser Gattung.



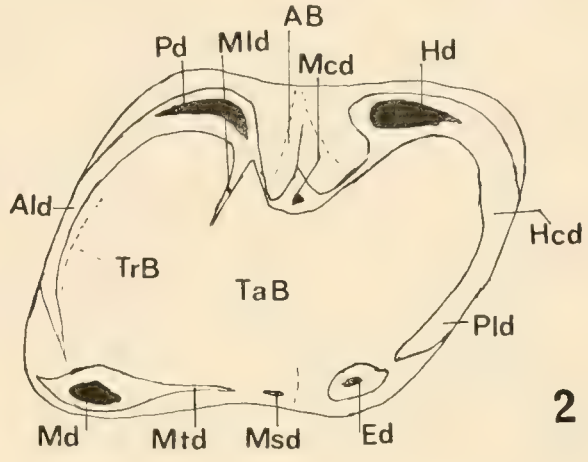




Abb. 1: Linker oberer Molar von *Paracitellus*, schematisch (ohne Maßst.) mesial ist links, buccal oben.
Abkürzungen: Cg = Cingulum, Me = Metaconus, Mcl = Metaconulus, Ml = Metaloph, Ms = Mesostyl, Q = Quertal, Pa = Paraconus, Pcl = Protoconulus, Pl = Protoloph, Pr = Protoconus, Prs = Protostyl, Ps = Parastyl.

Abb. 2: Rechter unterer Molar von *Paracitellus*, schematisch (o. M.) mesial ist links, buccal oben.
Abkürzungen: Ald = Anterolophid, AB = Außenbucht, Ed = Endoconid, Hcd = Hypoconulid, Hd = Hypoconid, Mcd = Mesoconid, Md = Metaconid, Mld = Metalophid, Msd = Mesostylid, Mtd = Metastylid, Pd = Protoconid, Pld = Posterolophid, TrB = Trigonidbecken, TaB = Talonidbecken.

Da nur Einzelzähne vorliegen, müssen alle Schlüsse über die Verwandtschaft der vorliegenden Formen auf das Kronenmuster begründet werden (Abb. 1, 2). Obwohl die Homologisierung der meisten Elemente keine Probleme bietet sei darauf hingewiesen, daß z. B. die Frage, ob es sich bei dem gelegentlich auftretenden inneren Zwischenhöcker der unteren Molaren immer um das gleiche Element handelt, nicht endgültig gelöst ist. Ähnliche Schwierigkeiten könnten auch beim Mesostyl der oberen Molaren auftreten.

Alles Material ist in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München aufbewahrt, auf die sich die angegebenen Inventar-Nummern beziehen.

Zu danken habe ich allen, die mit zum Zustandekommen dieser Arbeit beigetragen haben. Es sind dies in erster Linie meine Kollegen, Herr Prof. V. Fahlbusch und Herr Dr. N. Schmidt-Kittler, denen ich zahlreiche Hinweise, insbesondere auf wichtige Literatur verdanke. Mein Dank gilt auch Herrn Prof. Dehm, der mir Material der von ihm entdeckten Spaltenfüllung „Burgmagerbein 3" überließ. Nicht zuletzt sei der Deutschen Forschungsgemeinschaft gedankt, mit deren finanzieller Hilfe ein wesentlicher Teil des bearbeiteten Materials geborgen werden konnte.

## 2. Systematik und Phylogenie

### 2.1. Gattung *Paracitellus* Dehm 1950

Familie: Aplodontiae Trouessart 1897 (sensu Rensberger 1975)
Unterfamilie: Ailuravinae Michaux 1968

Neufassung der Diagnose: Aplodontidae mit zunehmend verkürztem $I_1$; an den oberen Backenzähnen mit langgestrecktem Metaconus, abnehmender Tendenz zur Verdoppelung der Zwischenhöcker und starkem Grat vom Paraconus zu dem weit buccad gerichteten Mesostyl. Hypolophid der unteren Backenzähne nur bei progressiven Formen entwickelt; Endoconid zunehmend abgegliedert.

Gattung: *Paracitellus* Dehm 1950

Neufassung der Diagnose: Ailuravinae mit schwachem, langem Unterkiefer. Obere Backenzähne primitiv, mit scharfen Höckern und Graten, aber ohne Komplikation des Musters; Protoconus-Vorderarm frei zwischen Cingulum und Protoconulus; Hypoconus schwach; Gratverbindungen von Protoconulus und Metaconulus unsprünglich zum Protoconus konvergierend, doch mit Tendenz zur Parallelstellung. Untere Backenzähne mit geschlossenem Metalophid an $P_4$ und $M_1$; Trigonid sehr hoch; Metaconid oft mit freiem Vorderarm; Hypolophid nur selten angedeutet; Endoconid nicht stärker abgeschnürt als bei Paramyiden.

Typusart: *P. eminens* Dehm 1950

Verbreitung: Unteroligozän bis Mittelmiozän

Arten: *P. eminens* Dehm, *P. cingulatus* n. sp., *P. marmoreus* n. sp.

#### 2.1.1. *Paracitellus cingulatus* n. sp.

Diagnose: Große konservative Art der Gattung *Paracitellus;* größer als die Typusart. Protoloph und Metaloph im Protoconus-Gipfel zusammenlaufend; ohne Metaloph-Unterbrechung. Mesoloph-Ansatz, wenn vorhanden, aus dem Protoloph hervorgehend. Hypoconus nicht stärker als Protoconus-Vorderarm (Protostyl). Dieser liegt näher am Cingulum als am Protoconulus. Untere Backenzähne mit starkem Metalophid, nur bei $P_4$ und $M_1$ geschlossen. Mesoconid stark, mit langem Grat nach buccal. Abgliederung des Endoconids und Gliederung des

Posterolophids in Höckerchen variabel. Metastylid oder Mesostylid schwach oder fehlend. Talonidbecken innen geöffnet. Anterolophid des $P_4$ vorn geschlossen. Außencingulum nur bei oberen Backenzähnen entwickelt.

Holotypus: $M_1$ re., 1972 XI 82 (Taf. 20, Fig. 5)

Locus typicus: „Möhren 13"

Stratum typicum: Suevium (? Unteroligozän)

Derivatio nominis: Nach dem starken Außencingulum der oberen Molaren.

Tabelle 1
Material und Maße von *Paracitellus cingulatus* n. sp.

| Stück | Inventar Nr. | Fundort | Maße (L:B) in mm | Abbildung |
|---|---|---|---|---|
| $P^4$ re. | 1975 XXIII 7 | Haag 2 | 3,75:3,95 | Taf. 20, Fig. 1 |
| $P^4$ re. | 1972 XI 81 | Möhren 13 | 4,1 :4,3 | |
| $P^4$ li. | 1972 XI 80 | Möhren 13 | 3,9 :4,32 | |
| $M^{1/2}$ re. | 1972 XI 77 | Möhren 13 | 3,75:4,4 | |
| $M^3$ re. | 1972 XI 78 | Möhren 13 | 4,15:4,45 | |
| $M^3$ li. | 1972 XI 79 | Möhren 13 | 3,75:3,9 | |
| $M^3$ re. | 1975 XXIII 8 | Haag 2 | 4,0 :3,95 | Taf. 20, Fig. 2 |
| $P_4$ li. | 1972 XI 83 | Möhren 13 | 4,15:3,75 | Taf. 20, Fig. 3 |
| $M_1/_2$ re. | 1972 XI 82 | Möhren 13 | 4,5 :3,9 | Taf. 20, Fig. 5 |
| $M_1/_2$ re. | 1972 XI 84 | Möhren 13 | — :3,5 | |
| $M_1/_2$ li. | 1975 XXIII 11 | Haag 2 | 3,5 :(3,1) | |
| $M_3$ li. | 1975 XXIII 10 | Haag 2 | 5,5 :3,6 | Taf. 20, Fig. 4 |
| $M_3$ re. | 1975 XXIII 9 | Haag 2 | 4,9 :3,8 | |
| $M_3$ li. | 1972 XI 85 | Möhren 13 | 5,9 :4,2 | |
| $M_3$ re. | 1972 XI 86 | Möhren 13 | 5,4 :3,6 | |

Beschreibung: Obere Milchzähne und $P^3$ sind bisher noch nicht bekannt.

$P^4$ (Taf. 20, Fig. 1): Es sind drei obere Prämolaren vorhanden. Die hohen, kantigen Außenhöcker formen mit dem kleinen, schwach schräggestellten Mesostyl einen geschlossenen Ectoloph, der hinter dem Mesostyl schwach gekerbt ist. Buccal vom Mesostyl liegt eine kleine Cingulumspitze. Der Paraconus ist in Richtung des Protolophs gestreckt, der Metaconus innen gerundet. Beide Höcker sind außen abgeflacht und tragen weit außen liegende Längskanten. Ein Metastyl ist nicht ausgegliedert. Das Parastyl geht als stark verdickter Bogen aus dem Vordercingulum ins Außencingulum über, das nur unter dem Metaconus fehlt. Im buccalen Drittel dieses Bogens setzt die Längskante des Paraconus an. Die Längskanten der Außenhöcker sind etwas schräggestellt, so daß der Ectoloph vom Paraconus zum Metaconus stufenartig nach buccal springt.

Die Zwischenhöcker sind einfach, rundlich und nicht in die Grate eingeschmolzen. Der Protoloph sitzt am Hinter-Innenrand des Paraconus an, der Metaloph am Vorder-Innenrand des Metaconus, so daß das zentrale Quertal stark eingeengt wird. Beide Zwischenhöcker sind gegenüber den Außenhöckern etwas nach vorn verschoben, wodurch zwei schräggestellte Höckerreihen entstehen.

Die hintere wird lingual durch den Protoconus abgeschlossen; der vorderen fehlt ein linguales Element, da das Protostyl nicht ganz in dieser Linie liegt. Daher bildet der Metaloph eine gerade Linie bis zum Protoconusgipfel, zu der der Längsgrat des Metaconus senkrecht steht. Die Verbindung des Protoconulus zum Protoconus zieht dagegen schräg nach hinten. Aus diesem Abschnitt des Protolophs entspringt bei dem abgebildeten Zahn noch eine Falte nach buccal, ein Ansatz des Mesolophs, die bei anderen Zähnen fehlt.

Der Protoconus ist hoch und zugespitzt wie die Außenhöcker. Sein verdicktes Protostyl ist deutlich gegen das Cingulum abgesetzt, in das es übergeht. Sein freies Ende ist bei dem abgebildeten Zahn deutlicher buccad gewendet als bei den anderen. Der Hinterflügel ist weniger deutlich abgegliedert; ein echter Hypoconus ist nicht entwickelt. Die freie Kante nach buccal, die der abgebildete Zahn hat, fehlt den übrigen. Mesial und distal reicht das Cingulum bis zu den Protoconus-Flügeln. Die gerundete Innenseite ist ohne Cingulum.

$M^{1/2}$: Von den beiden vorderen Molaren ist nur ein Exemplar vorhanden. Der Zahn unterscheidet sich von Prämolaren nur in wenigen Merkmalen: Das Mesostyl ist größer und durch zwei Kerben von buccal abgegliedert. Lingual zieht nur eine Kerbe aus dem Quertal hinter das Mesostyl. Das Parastyl ist schwächer und verläuft parallel zum Protoloph. Der Metaloph ist lingual fast ganz unterbrochen. Das undeutliche Fältchen zieht, ebenso wie der schwache Mesolophansatz und der wenig stärkere Protoloph, zum Protoconusgipfel. Der Vorderflügel des Protoconus ist stärker und endet frei. Das Cingulum setzt etwas lingual von seiner freien Spitze an. Der Hinterflügel entspricht dem der $P^4$, so daß bei diesem Zahn der „Hypoconus" schwächer ist als das Protostyl.

$M^3$ (Taf. 20, Fig. 2): Alle drei letzten Molaren zeigen eine charakteristische Abflachung der Hinterhälfte. Die verbliebenen Reste des Metalophs zeigen, wie auch bei anderen Nagetiergruppen, eine erhebliche Variabilität. Der Metaconus ist in der weiten Ausbiegung des Hinterrandes aufgegangen, aber noch erkennbar. Der Metaconulus ist im Grat des Metalophs aufgeschmolzen, zeigt aber die Tendenz, lingual ein zweites Höckerchen abzugliedern, das zwischen Proto- und Hypoconus am Protoconus-Hinterflügel angeheftet ist. Der Hypoconus ist stärker als bei den anderen Zähnen.

Auch in der Vorderhälfte des Zahnes finden sich Besonderheiten. Der Protoconulus ist verdoppelt. Der buccale Teil ersetzt die Querstreckung des Paraconus, aus der er hervorgegangen sein dürfte. Der Vorderarm des Protoconus ist noch stärker, etwa gleich stark wie der Hypoconus. Sein freies Ende ist deutlich in Richtung auf den Protoconulus gebogen.

Ein unterer Milchzahn ist nicht erhalten.

$P_4$ (Taf. 20, Fig. 3): Der untere Prämolar unterscheidet sich von den Molaren vor allem durch seine Verschmälerung nach vorn und die besonders tief einschneidende Außenbucht. Das Trigonid ist lang und von zarten, durchgehenden Graten, Anterolophid und Metalophid vollkommen abgeschlossen. Eine Öffnung nach vorn, wie bei der Typusart, fehlt. Zwischen den Graten treten sich die Wölbungen der hoch aufragenden Vorderhöcker entgegen. Das Ectolophid läuft vom Protoconid zunächst sehr weit nach innen und bildet mit dem sehr weit nach hinten ausbiegenden Metalophid einen sehr spitzen Winkel.

Das Mesoconid ist groß, dreieckig und weit nach innen gerückt. Die beiden Äste der Außenbucht vereinigen sich und werden durch die Wölbungen der Außenhöcker buccal stark eingeengt. Das Posterolophid ist schwach vom Hypoconid abgegliedert. Das Endoconid ist durch eine Kerbe begrenzt und relativ schwach, kegelförmig. Zwischen dem Endoconid und dem kaum aus der Hinterkante des Metaconids ausgegliederten Metastylid ist das Talonidbecken lingual geöffnet. Die Schmelzoberfläche des Talonidbeckens ist gerunzelt. Ein Außencingulum fehlt.

$M_{1/2}$ (Taf. 20, Fig. 5): Der vordere Molar (Holotypus) ist im Vergleich zum $P_4$ kürzer und breiter. Außenbucht und Mesoconid liegen weiter buccal, so daß die beiden Kerben der Außenbucht getrennt bleiben. Der dazwischen liegende kleine Grat erreicht den Buccalrand. Das Anterolophid ist kürzer als beim $P_4$ und zieht zur buccalen Seite des Metaconids, dessen Vorderrand daher eine frei überstehende Kante bildet. Das Metalophid ist deutlich schwächer als beim $P_4$ aber noch geschlossen. Das Bruchstück eines $M_2$ zeigt nur die Hinterhälfte des Zahnes, doch ist nach den Verhältnissen am $M_3$ zu vermuten, daß das Metalophid des $M_2$ bereits unvollständig war. Das Posterolophid ist vom Hypoconid schwach abgegliedert; beim Bruchstück des $M_2$ etwas stärker. Das Endoconid der $M_1$ entspricht ganz den $P_4$; beim $M_2$ ist es deutlich weiter nach vorn gerückt und bildet mit dem Mesostylid einen Verschluß des Talonidbeckens. Bei den $M_1$ ist ein Mesostylid nur bei dem Exemplar von „Haag 2" entwickelt, das Talonidbecken ist offen.

$M_3$ (Taf. 20, Fig. 4): Die letzten unteren Molaren sind nach hinten stark verlängert und etwas verschmälert. Anterolophid und Metaconidvorderarm entsprechen den $M_1$. Das Metalophid ist nur noch als kurzer Sporn am Protoconid erhalten. Die Außenbucht ist länger und seichter, so daß ihre Kerben weiter getrennt sind. Der Grat des Mesoconids zum Buccalrand ist schärfer. Die Biegung des Posterolophids variiert, doch ist es meist schon vom Hypoconulid aus schräg nach vorn gerichtet. Die Stücke von „Möhren 13" zeigen eine Tendenz zur Spaltung des Hypoconulids. Zwischen diesem, weit distal liegenden, gratartigen Element und dem weit nach vorn gerückten Endoconid verläuft ein ununterbrochener, crenelierter Grat. Vereinzelt erhebt sich aus der starken Runzelung des Talonidbeckens eine deutlichere Falte, die vom Vorderrand des Hypoconulids ausgeht, und der vom Hinterrand des Mesoconids ein kürzeres Fältchen entgegentreten kann. Das Endoconid liegt bei den Stücken von „Haag 2" etwas weiter vorn als bei denen von „Möhren 13". Zwischen dem kurzen Hintergrat des Metaconids und dem Endoconid liegt nur eine sehr niedrige Schwelle, die von einem schwachen Mesostylid gebildet wird. Es kann vom Endoconid durch eine tiefe Kerbe getrennt sein.

Alle oberen Backenzähne sind dreiwurzelig, alle unteren zweiwurzelig.

### 2.1.2. *Paracitellus marmoreus* n. sp.

Diagnose: Kleine progressive Art der Gattung *Paracitellus*. Protoloph und Metaloph häufig lingual unterbrochen. Metaloph, wenn vorhanden, weit hinter dem weiter nach vorn gerückten Protoconus inserierend. Protoconulus weit vorn, meist direkt mit dem Protoconus verbunden, weniger scharf aus dem Grat ausgegliedert als bei den anderen Arten. Protoconusvorderarm stärker nach buccal gebogen, gelegentlich mit dem Protoconulus verbunden. Hypoconus oft stärker als

Protostyl, selten deutlicher abgegliedert. Außenhöcker stark stufenartig gegeneinander versetzt. Untere Backenzähne mit starken Resten des Metalophids, meist bei $M_1$ noch geschlossen. Mesoconid bei den Molaren stark bei $P_4$ schwächer, mit Grat nach buccal. Endoconid oft nicht mehr abgegliedert, keine Spur eines Hypolophids. Meta- und Mesostylid schwach oder fehlend. Talonidbecken meist innen offen. Anterolophid des $P_4$ unterbrochen. Außencingulum bei oberen Molaren schwach oder fehlend, bei unteren teilweise angedeutet.

Holotypus: $M_2$ re., 1975 XXIII 19 (Taf. 20, Fig. 9)

Locus typicus: „Haag 2"

Stratum typicum: Suevium (Unteroligozän)

Derivatio nominis: Die Hauptfundstelle „Haag 2" liegt im Steinbruch der Treuchtlinger Marmorwerke.

Beschreibung: $D^4$ (Taf. 20, Fig. 11): Die beiden Milchzähne unterscheiden sich stark untereinander in der Form des Vordercingulums und des Parastyls. Während dieses bei 1975 XXIII 14 bogenförmig weit vortritt und sich lingual kaum mehr in ein Vordercingulum verlängert, ist es beim abgebildeten Stück weniger weit ausgebaucht, geht aber in ein langes Vordercingulum, bis weit lingual vom Vorderast des Protoconus über. Bei beiden Zähnen folgt buccal ein kräftiges Außencingulum. Die scharfkantigen, pyramidenförmigen Außenhöcker sind nur schwach gegeneinander versetzt und durch einen hohen Grat verbunden, auf dem nur ein kleines Mesostyl markiert ist. Die Kerben sind nur schwach. Beide Querjoche sind schräggestellt. Bei beiden Zähnen verbindet sich der Protoloph direkt mit der Lingualseite des Paraconus und biegt nur schwach zum Protoconulus nach vorn. Dieser ist direkt mit dem Vorderarm des Protoconus verbunden. Der Metaloph beginnt dagegen vorn an der Lingualwand des Metaconus und zieht direkt, geradlinig zum Protoconusgipfel. Während bei einem der Zähne der Metaconulus dick und langgestreckt ist, ist er bei dem abgebildeten Stück nach vorn verlagert und besteht aus zwei schwachen Höckerchen auf dem Grat. Der Protoconushinterarm ist nicht zum Hypoconus verdickt.

$P^4$: Der einzige, sicher als Prämolar anzusprechende Zahn ist den Molaren ähnlicher als der $P^4$ von *P. cingulatus*. Das beruht darauf, daß kein so ausgeprägtes Parastyl entwickelt ist, sondern das Vordercingulum sich nur wenig nach buccal verstärkt. Die Variabilität der Milchzähne in diesem Merkmal läßt vermuten, daß die Reduktion des Parastyls noch im Gange ist, und eventuell mit einem Verlust des $P^3$ zusammenhängt. Ein Außencingulum fehlt.

Die Außenhöcker sind schwach gegeneinander versetzt. Ein Mesostyl ist schwach erkennbar. Proto- und Metaloph sind zu den Zwischenhöckern nach vorn gebogen und ziehen beide zum Protoconusgipfel. Ein Mesolophansatz fehlt. Der Protoconulus verschwindet fast in dem stark ausgebildeten Protoloph, während der Metaconulus gut ausgegliedert fast den Endpunkt des Metalophs bildet, dessen lingualer Abschnitt gerade noch erkennbar ist. Der Protoconusvorderarm ist stark und frei. Sein Hinterarm ist verdickt, bildet aber keinen deutlichen Hypoconus.

$M^{1/2}$ ( Taf. 20, Fig. 7): Unter den zahlreichen oberen Molaren ist nur einer durch seine abweichende Form sicher als $M^2$ anzusprechen (1975 XXIII 13), doch ist zu vermuten, daß der größte Teil der $M^2$ von den $M^1$ nicht zu unterscheiden

Tabelle 2
Material und Maße von *Paracitellus marmoreus* n. sp.

| Stück | Inventar Nr. | Fundort | Maße (L:B) in mm | Abbildung |
|---|---|---|---|---|
| $D^4$ li. | 1975 XXIII 14 | Haag 2 | 1,65:1,6 | |
| $D^4$ li. | 1975 XXIII 31 | Haag 2 | 1,8 :1,9 | Taf. 20, Fig. 11 |
| $P^4$ re. | 1975 XXIII 33 | Haag 2 | 1,8 :1,85 | |
| $M^{1/2}$ re. | 1975 XXIII 34 | Haag 2 | 1,9 :1,9 | |
| $M^{1/2}$ re. | 1975 XXIII 32 | Haag 2 | 1,8 :1,85 | |
| $M^{1/2}$ re. | 1975 XXIII 13 | Haag 2 | 1,75:1,9 | |
| $M^{1/2}$ li. | 1975 XXIII 30 | Haag 2 | 1,95:2,1 | |
| $M^{1/2}$ li. | 1975 XXIII 29 | Haag 2 | 1,8 :2,05 | Taf. 20, Fig. 7 |
| $M^{1/2}$ li. | 1972 XI 88 | Möhren 13 | 1,75:1,95 | |
| $M^{1/2}$ li. | 1972 XI 89 | Möhren 13 | 1,8 :1,95 | |
| $M^{1/2}$ re. | 1972 XI 90 | Möhren 13 | 1,85:2,0 | |
| $M^{1/2}$ re. | 1972 XI 91 | Möhren 13 | 1,85:2,05 | |
| $M^{1/2}$ re. | 1972 XI 92 | Möhren 13 | — :1,95 | |
| $M^{1/2}$ re. | 1972 XI 93 | Möhren 13 | 1,8 :(2) | |
| $M^{1/2}$ re. | 1972 XI 94 | Möhren 13 | 1,8 :1,85 | |
| $M^2$ li. | 1975 XXIII 12 | Haag 2 | 1,8 :2,05 | |
| $M^3$ li. | 1972 XI 87 | Möhren 13 | 2,15:2,0 | Taf. 20, Fig. 10 |
| $M^3$ re. | 1972 XI 106 | Möhren 13 | 1,95:1,95 | |
| $D_4$ re. | 1972 XI 101 | Möhren 13 | 1,9 :1,6 | |
| $D_4$ li. | 1975 XXIII 24 | Haag 2 | 1,75:1,2 | |
| $P_4$ li. | 1975 XXIII 23 | Haag 2 | 1,9 :1,4 | |
| $P_4$ li. | 1975 XXIII 21 | Haag 2 | 1,85:1,35 | Taf. 20, Fig. 6 |
| $M_1$ li. | 1975 XXIII 25 | Haag 2 | 1,85:1,4 | |
| $M_1$ re. | 1975 XXIII 26 | Haag 2 | 2,0 :1,5 | |
| $M_1$ re. | 1975 XXIII 17 | Haag 2 | 2,05:1,6 | |
| $M_1$ re. | 1972 XI 96 | Möhren 13 | 2,15:1,6 | |
| $M_1$ re. | 1972 XI 98 | Möhren 13 | 2,05:1,55 | |
| $M_1$ li. | 1972 XI 102 | Möhren 13 | 2,05:1,6 | |
| $M_2$ li. | 1972 XI 100 | Möhren 13 | 2,35:1,9 | |
| $M_2$ li. | 1972 XI 95 | Möhren 13 | 2,2 :1,9 | |
| $M_2$ li. | 1972 XI 99 | Möhren 13 | 2,05:1,8 | |
| $M_2$ li. | 1975 XXIII 18 | Haag 2 | 2,4 :1,9 | |
| $M_2$ li. | 1975 XXIII 20 | Haag 2 | 2,35:1,8 | |
| $M_2$ re. | 1975 XXIII 16 | Haag 2 | 2,2 :1,9 | |
| $M_2$ re. | 1975 XXIII 19 | Haag 2 | 2,3 :1,85 | Taf. 20, Fig. 9 |
| $M_2$ re. | 1975 XXIII 22 | Haag 2 | 2,25:1,8 | |
| $M_3$ re. | 1975 XXIII 35 | Haag 2 | 2,4 :1,75 | |
| $M_3$ li. | 1975 XXIII 15 | Haag 2 | 2,5 :1,65 | Taf. 20, Fig. 8 |
| $M_3$ li. | 1972 XI 97 | Möhren 13 | 2,6 :1,85 | |
| $M_3$ li. | 1972 XI 103 | Möhren 13 | 2,6 :1,7 | |
| $M_3$ li. | 1974 XXV 10 | Möhren 19 | 2,6 :1,85 | |

ist. Das vordere Cingulum ist weiter nach vorn gerückt als beim $P^4$, verbreitert sich aber nicht nach buccal. Die Außenhöcker sind sehr stark gegeneinander versetzt; das Mesostyl entspricht den $P^4$ und $D^4$. Beide Höcker sind stärker langgestreckt als bei *P. cingulatus*, so daß der Paraconus ausgesprochen dreikantig wird, der Metaconus fast schneidend. Wie bei *P. cingulatus* beginnt der Protoloph etwas hinter der Innenkante des Paraconus, der Metaloph etwas vor der Innen-

kante des Metaconus. Beide Joche sind etwas nach vorn gebogen. In der Regel ist der Protoconulus stärker gestreckt und hat eine starke Verbindung mit dem Protoconusgipfel. Der Metaconulus ist dagegen rundlich, zuweilen verdoppelt, und bildet häufig das Ende des Metalophs. Setzt sich dieser in eine schwache Falte fort, so zieht diese etwas hinter den Protoconus, aber fast nie zum Hypoconus. Dieser ist im allgemeinen weit hinten, am Übergang des Protoconus-Hinterarms in das Cingulum schwach erkennbar, doch nur selten abgegliedert. Der starke Protoconusvorderarm ist kurz und in Richtung auf den Protoconulus gebogen ohne diesen zu erreichen. Ein Mesolophansatz kommt selten vor.

Der abweichende $M^2$ unterscheidet sich von den übrigen vorderen Molaren vor allem in der Abschwächung des Metaconus und der Zwischenhöcker. Diese sind vollkommen in den starken, parallel gestellten Graten aufgegangen und verbinden sich mit dem über die ganze Innenwand gestreckten Protoconus nur durch schwache Leisten. Das Vordercingulum ist stark nach vorn gedehnt und vor allem nach lingual verbreitert. Der Hypoconus ist winzig, der Protoconusvorderarm kurz. Zwischen die weit getrennten Querjoche zieht ein gut entwickelter Mesolophansatz.

$M^3$ (Taf. 20, Fig. 10): Die letzten Molaren haben, wie die von *P. cingulatus*, eine stark abgeflachte Hinterhälfte. Schon der Paraconus ist niedriger als bei den vorderen Molaren. Mesostyl, Metaconus und Hintercingulum haben sich zu einem weit nach hinten ausladenden Bogen vereinigt, der mit dem Protoconushinterarm

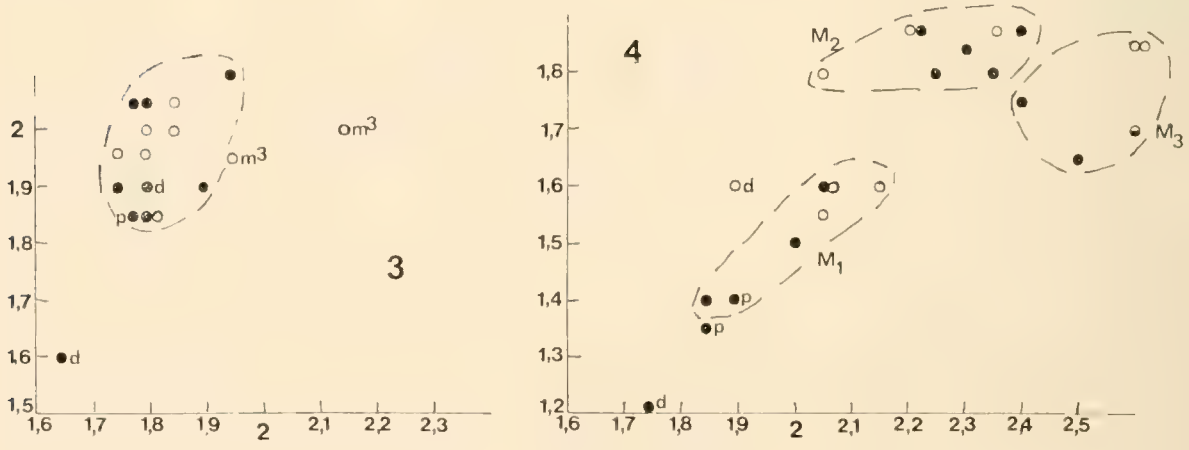



Abb. 3: Längen-Breiten-Diagramm der oberen Zähne von *Paracitellus marmoreus* n. sp. — mit ausgezeichneter Punktwolke der $M^{1/2}$. Milchmolaren, Prämolaren und letzte Molaren sind bezeichnet. Offene Kreise: Fundstelle „Möhren 13", geschlossene: Fundstelle „Haag 2".

Abb. 4: Längen-Breiten-Diagramm der unteren Zähne von *Paracitellus marmoreus* n. sp. Prämolaren und Milchmolaren, sowie die Punktwolken der $M_1$, $M_2$ und $M_3$ sind bezeichnet. Offene Kreise: Fundstelle „Möhren 13", geschlossene: Fundstelle „Haag 2", halb geschlossener Kreis: „Möhren 19".

Abb. 3 und Abb. 4 lassen keine Größenentwicklung der Art erkennen.

verschmilzt. Ein Hypoconus fehlt. Nur bei dem abgebildeten Zahn ist noch ein Rudiment des Metalophs erhalten, der nach hinten gerichtet ist. Der andere Zahn zeigt nur ein weites, flaches Becken. Protoloph und Protoconus sind etwas nach hinten gerückt, so daß zwischen ihnen und dem Vordercingulum ein breiter Zwischenraum liegt, in den der Protoconusvorderarm weit nach buccal zieht. Der Protoconulus ist fast ganz im Protoloph eingeschmolzen und nicht nach vorn gerückt.

$D_4$: Die unteren Milchmolaren verschmälern sich stark nach vorn. Das kleine Trigonid ist nach hinten durch ein schwaches Metalophid geschlossen. Bei dem Zahn von „Möhren 13" ist das Anterolophid schräg nach vorn gerichtet und trägt am Ende ein kleines, rundliches Anteroconid, das nicht mit dem Metaconid verbunden ist. Dem Zahn von „Haag 2" fehlt dieses. Beide vorderen Höcker sind rundlich, ohne scharfe Kanten; bei dem Zahn von „Haag 2" stark aneinander gepreßt. Den größten Teil des Zahnes bildet ein weites Talonidbecken, das von der Außenbucht mehr (Haag 2) oder weniger (Möhren 13) eingeengt wird. Das Mesoconid ist rundlich, ohne buccalen Grat. Die Äste der Außenbucht sind nicht zugeschärft und werden bei dem Zahn von „Möhren 13" buccal durch ein Cingulum zwischen Protoconid und Hypoconid abgedämmt. Das Hypoconulid ist etwas vom Hypoconid abgesetzt, nicht dagegen das Endoconid vom Posterolophid. Ein Metastylid oder Mesostylid ist nicht entwickelt, doch begrenzt ein langer Grat hinter dem Metaconid das Talonidbecken lingual.

$P_4$ (Taf. 20, Fig. 6): Auch die beiden $P_4$ haben ein schlitzförmiges Trigonidbecken, das nach vorn geöffnet ist. Beide haben ein Anterolophid, doch trägt dieses nur bei dem abgebildeten Zahn ein kleines Anteroconid. Proto- und Metaconid sind rundlich und hoch und durch ein kurzes Metalophid verbunden. Das Mesoconid ist schwächer als bei den Milchmolaren. Die Außenbucht dringt tiefer ein und ist buccal etwas eingeengt. Das Posterolophid bildet einen geschlossenen Grat, ohne daß Höcker ausgegliedert sind. Die Hinterkante des Metaconids fällt stark ab und begrenzt das Talonidbecken.

$M_1$: Der vorderste Molar läßt sich vom folgenden relativ leicht unterscheiden, da er schmaler und länger ist. Häufig ist das Anterolophid etwas kürzer und vom Metaconid abgesetzt. Das Metalophid ist nicht immer geschlossen und zeigt alle Übergänge vom schwachen, geschlossenen Grat bis zum kurzen Sporn. Die Außenbucht engt das Talonidbecken noch deutlich ein. Ihre beiden Äste umschließen ein kräftiges Mesoconid, das nur bei wenigen Stücken eine Kante nach außen entsendet. Ein Außencingulum fehlt. Das Posterolophid ist zwar deutlich niedriger als das Hypoconid, doch ist es nicht von diesem abgesetzt. Das Endoconid ist höchstens undeutlich abgegliedert. Die Hinterkante des Metaconids ist meist zu einer scharfen, niedrigen Schwelle am Lingualrand des Talonidbeckens verlängert. Nur bei zwei Stücken ist sie tief gekerbt. Ein freier Metaconidvorderarm kommt vor, vereinigt sich aber meist mit dem Vordercingulum.

$M_2$ (Taf. 20, Fig. 9, Holotypus): Der Zahn hat, im Gegensatz zum vordersten Molaren, einen kurzen, gedrungen trapezförmigen Umriß. Vom Metalophid ist generell nur mehr ein kurzer Sporn übrig. Das Anterolophid ist lang und zieht häufiger zur Spitze des Metaconids, so daß ein freier Vorderarm erhalten bleibt. Die Außenbucht hat immer zwei getrennte Kerben, zwischen denen der Grat des

Mesoconids fast immer deutlich markiert ist. Ein Außencingulum ist gelegentlich angedeutet. Das Endoconid ist häufiger vom Posterolophid abgesetzt als bei den $M_1$. Aus dem lingualen Längsgrat gliedert sich selten ein Mesostylid ab.

$M_3$ (Taf. 20, Fig. 8): Die letzten Molaren sind hinten stark abgeflacht, verschmälert und in die Länge gedehnt. Das Trigonid ist ebenfalls etwas niedriger, sonst aber dem des $M_2$ ähnlich. Durch die Dehnung sind die beiden Äste der Außenbucht weiter auseinander gerückt. Über den hinteren steht das Hypoconid mit einer starken Außenkante vor. Das Posterolophid ist stark nach vorn gebogen; eine Gliederung ist nicht erkennbar. Selbst die Begrenzung des Endoconids ist kaum spürbar. Dagegen wird das Endoconid immer durch eine scharfe Kerbe von dem kleinen, niedrigen Mesostylid getrennt, das auch nach vorne begrenzt sein kann. Hypolophidreste sind nicht bekannt. Der Hintergrat des Metaconids ist lang und niedrig.

Reste der Bewurzelung sind selten erhalten; alle bekannten oberen Backenzähne sind dreiwurzelig, die unteren zweiwurzelig.

### 2.1.3. Vergleich der *Paracitellus*-Arten und die Herkunft der Gattung

*Paracitellus eminens* Dehm, die Typusart der Gattung, steht strukturell dem kleinen *P. marmoreus* näher: Der Metaloph zieht zum Protoconus-Hinterarm; das Trigonid der $P_4$ ist nach vorn geöffnet. Die Tendenz, den Protoconulus mit dem Protoconusvorderarm zu vereinigen, die bei den $D^4$ von *P. marmoreus* erkennbar wird, greift bei *P. eminens* auch auf die Molaren über, bleibt aber starker Variabilität unterworfen. Von der ursprünglichen Verbindung des Protoconulus mit dem Protoconusgipfel bis zu seiner direkten Verbindung mit dem Protoconus-Vorderarm, gekoppelt mit einer Anbindung des Paraconus an den Mesoloph, sind alle denkbaren Varianten verwirklicht. Häufig kommt es zur Abschwächung des Protoconulus, der oft sehr weit nach vorn verlagert ist. Der Protoconus-Vorderarm wird oft verlängert.

Trotzdem kann *P. eminens* nicht als Nachkomme von *P. marmoreus* angesehen werden, da er in der Tendenz zur Spitzhöckerigkeit, bei zurückbleibenden Graten, den urtümlicheren *P. cingulatus* sogar übertrifft, der Tendenz von *P. marmoreus,* die Zwischenhöcker in die Grate einzuschmelzen, also entgegengesetzt spezialisiert ist. Auch die Gratverbindungen zwischen Außen- und Zwischenhöckern werden zu kleinen Höckerchen umgeformt, während im lingualen Abschnitt die unscharfen Grate oft verdoppelt erscheinen. So kommt es, daß sich der Protoconulus-Verdoppelung des $M^3$ noch ein drittes buccales Höckerchen anschließt.

Dazu kommt bei *P. eminens* noch die Ausrichtung der Außenhöcker in einer Linie und eine Verstärkung der Längskanten, die den oligozänen Formen fehlt.

Dasselbe Bild vermittelt das Unterkiefergebiß, wo die Öffnung des Anterolophids nach vorn mit der kleineren, die weite Öffnung des Talonidbeckens mit der größeren der oligozänen Arten übereinstimmt. Eine Verstärkung des Außencingulums der unteren Backenzähne entspricht, wie der Verlust desselben an den oberen, *P. marmoreus.* Hypolophidreste fehlen auch den $M_3$, doch treten sie gelegentlich an den $P_4$ auf. Diese Merkmalsverteilung erlaubt es, die wesentlichen

Gemeinsamkeiten der Gattung herauszuarbeiten und auf den Merkmalsbestand des gemeinsamen Vorfahren zu schließen.

Gemeinsam sind folgende Merkmale des Backenzahnmusters:
Kantige Außenhöcker der oberen Backenzähne mit Längsgrat und abgeplatteter Außenseite,
kegelförmige Zwischenhöcker und schwacher Lingualabschnitt des Metalophs,
starker freier Vorderarm des Protoconus,
Verdoppelung des Protoconulus des $M^3$,
Reduktion und Verflachung der Elemente im distalen Abschnitt des $M^3$,
starkes Mesoconid der unteren Backenzähne,
hohes Trigonid mit zugespitzten Höckern,
freie Vorderkante des Metaconids häufig,
kaum Hypolophidreste,
Meta- und Mesostylid nur bei den $M_3$ deutlicher.

Die Gegenüberstellung der verschiedenen Entwicklungstendenzen erlaubt es für einige weitere Merkmale festzustellen, welches die ursprüngliche Ausprägung ist:
Längskante der Außenhöcker der oberen Backenzähne schräggestellt und stufenartig versetzt,
Mesostyl schräggestellt mit dem Paraconus verbunden,
kein Hypoconus, Protoconushinterarm schwach,
Querjoche im Protoconusgipfel vereinigt,
Quertal durch Engstellung der Joche verschmälert,
hintere Höcker-querreihe durch Protoconus ergänzt, schräggestellt,
geschlossenes Metalophid auch bei den unteren $M_1$.

Daneben werden einige Merkmale im Rahmen der Variabilität mitgeschleppt ohne je Bedeutung zu erhalten:
Verdoppelung des Metaconulus,
Hypolophid-Rudimente.

Dehm (1950, S. 351) hat bereits auf seinen ersten Eindruck einer Ähnlichkeit mit *Plesispermophilus* aus dem Oligozän des Quercy hingewiesen, eine nähere Beziehung jedoch verneint. Black (1966, S. 60 ff.) zeigte aber, daß die von Dehm vermuteten Beziehungen zu den Sciuridae insbesondere wegen der protrogomorphen Masseterstruktur nicht bestehen, und stellte *Paracitellus* zu den Prosciurinae. Er erwähnt aber zugleich ein Merkmal, das unter den Prosciurinae und den nahe verwandten Aplodontinae nicht anzutreffen ist: die Kürze der unteren Incisiven. Dieses Merkmal ist nach Wood (1976, S. 122) eines der diagnostischen Merkmale der Ailuravinae, die also ebenfalls in die Betrachtung einbezogen werden müssen.

*Paracitellus* ist in vielen Merkmalen einfacher gebaut als *Ailuravus* und *Plesispermophilus*. Das gilt insbesondere für das komplexe Hypolophid, das diese Gattungen in unverwechselbarer Weise gemeinsam haben, während es bei den „Prosciurinae" in der ursprünglicheren Form, wenn auch sehr stark, entwickelt ist. Hier liegt die Vermutung nahe, daß *Paracitellus* sekundär eine Vereinfachung erfuhr. Protostyl und Hypoconus liegen dagegen bei *Paracitellus* in einer so ursprünglichen Form vor, daß die Ausgestaltung dieses Bereiches bei *Ailuravus*, „Prosciurinae" und Aplodontinae als höhere Entwicklungsstufe angesehen werden muß. In der kantigen Ausbildung der Höcker, der Betonung der Zwischenhöcker

gegenüber den schwachen Querjochen und in der ausgeprägten Verengung des Quertales stimmen *Paracitellus*, *Ailuravus* und die Aplodontinae eng überein.

Diese Merkmalsverteilung zeigt, daß *Paracitellus* der Wurzel der Ailuravinae ebenso nahesteht, wie der der Aplodontinae, sich aber in zwei Merkmalen näher an die Ailuravinae anschließt: Die Verkürzung des $I_1$ und die Verbindung des schräggestellten Mesostyls mit dem Paraconus, die besonders gut bei der primitivsten Art von *Ailuravus*, *A. macrurus* von Messel, zu erkennen ist.

Betrachtet man gerade diese Form, so zeigt sich, daß sie eine Reihe von Entwicklungstendenzen, die bei *Paracitellus* sehr langsam fortschreiten, bereits im Mitteleozän weit über den bei *Paracitellus* erreichten Stand hinaus entwickelt hat:
Die Verbindung des Protoconulus mit dem Protoconus-Vorderarm,
die Entwicklung eines Hypoconus,
die Verstärkung der Längskanten an den Höckern,
die Verdoppelung des Protoconulus,
die Entwicklung eines Mesostylids,
die Reduktion des Metalophids.

Neben der Kieferform, in der sich *Paracitellus* stark von *Ailuravus* unterscheidet, bildet die volle Ausgestaltung des Kronenmusters im Hinterabschnitt des $M_3$ bei *Ailuravus* eine wichtige Spezialisierung dieser Gattung, während sich *Paracitellus* im Abbau der Kronenelemente des oberen und in der speziellen Ausformung des unteren $M_3$ entgegengesetzt verhält. *Meldimys*, von Michaux (1968, S. 155) zu den Ailuravinae gestellt, verhält sich hier intermediär und entspricht damit den meisten primitiveren Nagern; die Aplodontinae verhalten sich wie *Paracitellus*.

*Paracitellus* ist daher als Ailuravine zu betrachten, der in vielen Merkmalen auf ursprünglicher Stufe stehengeblieben ist.

### 2.2. Gattung *Trigonomys* n. gen.

Diagnose: Kleinwüchsige, aberrante Ailuravinae ohne Zwischenhöcker der oberen Backenzähne. Außenhöcker der oberen Backenzähne mit schwach stufenartig versetztem Längsgrat, langgestreckt, nahezu schneidend. Protoconus mit freiem Vorderarm, aus dem sich der Protoloph abspaltet. Metaconus dreikantig, ohne Spur eines Metalophs. Hypoconus sehr schwach. Quertal zu einem langgestreckten, rundlichen Becken umgestaltet. Untere Backenzähne mit stark entwickeltem Trigonid. Metaconid sehr hoch, rundlich, die anderen Höcker klein und niedrig. Talonid verkürzt, innen durch einen mehr oder weniger gekerbten Längsgrat begrenzt. Endoconid abgegliedert. Mesoconid vollkommen im schräggestellten Ectolophid eingeschmolzen. Außenbucht tief, ungespalten.

Typusart: *Trigonomys simplex* n. sp.

Derivatio nominis: Nach der dreieckigen Form der oberen M und dem großen Trigonid der unteren M.

#### 2.2.1. *Trigonomys simplex* n. sp.

Diagnose: Mit den Merkmalen der Gattung

Holotypus: $M_{1/2}$ re., 1972 XI 104 (Taf. 21, Fig. 1)

Locus typicus: „Möhren 13"

Stratum typicum: Suevium.

Derivatio nominis: Nach dem vereinfachten Kronenmuster.

Tabelle 3
Material und Maße von *Trigonomys simplex* n. sp.

| Stück | Inventar Nr. | Fundort | Maße (L:B) in mm | Abbildung |
|---|---|---|---|---|
| $M^{1/2}$ li. | 1975 XXIII 36 | Haag 2 | 1,2 :1,35 | Taf. 21, Fig. 2 |
| $M_{1/2}$ re. | 1972 XI 104 | Möhren 13 | 1,2 :1,1 | Taf. 21, Fig. 1 |
| $M_{1/2}$ re. | 1972 XI 105 | Möhren 13 | 1,55:1,15 | |

Beschreibung: $M^{1/2}$ (Taf. 21, Fig. 2): Der einzige obere Molar kann wegen beidseitiger Usurmarken weder als $P^4$ noch als $M^3$ gedeutet werden. Seine Stellung in der Zahnreihe scheidet also als Grund seiner seltsamen Merkmalskombination aus.

Die Krone ist dreieckig und dreihöckerig. Zwei langgestreckten, scharfkantigen Außenhöckern tritt ein dicker Protoconus mit stark nach buccal gebogenen Flügeln gegenüber. Die Außenhöcker sind gegeneinander versetzt, doch ist an der Knickstelle des Längsgrates kein Mesostyl ausgegliedert. Para- und Metastyl sind ebenfalls sehr schwach. Der gerundeten Innenkante des Metaconus entspringt kein Querjoch. Der Protoloph sitzt etwas nach vorn verlagert am Paraconus und biegt schwach s-förmig zurück zum Protoconusvorderarm. Eine schwache Verdickung knapp am Paraconus stellt möglicherweise ein Rudiment des Protoconulus dar. Der Protoconusvorderarm reicht weit buccad und vereinigt sich nach der Abspaltung des Protolophs durch eine abgewinkelte Längsverbindung mit dem Vordercingulum, das weit über diese Verbindungsstelle nach lingual reicht. Der Hinterflügel des Protoconus ist stark verdickt und stark nach buccal gerichtet. Das buccale Ende der Verdickung ist etwas abgesetzt. Es wird hier als orimentärer Hypoconus gewertet, obgleich auch eine Deutung als Metaconulus möglich wäre. Weiter buccal biegt der immer noch kräftige Grat etwas nach hinten um sich weit buccal in das hintere Cingulum fortzusetzen. Lingual von diesem Übergang finden sich nur schwache Cingulum-Spuren.

$M_{1/2}$ (Taf. 21, Fig. 1, Holotypus): Die beiden unteren Molaren sind sich so ähnlich, daß es nicht möglich ist, den frischeren als $P_4$ oder $M_3$ zu deuten. Der Holotypus zeigt beidseitig seitliche Usuren.

Beide Zähne sind kurz und gedrungen. Ihr Trigonid ist sehr ausgedehnt und wird von dem rundlichen, hoch aufragenden Metaconid dominiert, während das Protoconid als kleiner, niedriger Höcker in der ovalen Umrandung des Trigonids etwas nach hinten gerückt ist. Das Anterolophid endet als Cingulum vor dem Metaconid. In seinem buccalen Drittel ist ein Anteroconid schwach markiert. Das Ectolophid ist nicht mit dem Protoconid, sondern mit dem Metalophid verbunden, so daß es mit diesem an der tiefsten Stelle der einfachen Außenbucht einen spitzen Winkel bildet. Ein Mesoconid ist nicht erkennbar. Das Ectolophid läuft vom Zentrum des Zahnes in einer schrägen Linie zum Hypoconid. Dieses ist schwach und geht ohne Begrenzung in das Posterolophid über. Das Endoconid ist schwach

abgegliedert und wird von der Usur verspätet erfaßt. Sein Längsgrat zum Metaconid ist tief abgesenkt aber nicht unterbrochen. Meta- und Mesostylid fehlen.

Beziehungen: Die aberranten Merkmale, die die vorliegende Art von anderen Nagetieren absetzen, schließen sie ebenso aus der Verwandtschaft anderer Kleinsäugergruppen aus, die sich einen urtümlich tribosphenischen Zahnbau erhalten haben könnten. Das ist vor allem der Verlust der Zwischenhöcker an den oberen Molaren, der nur als Reduktion verständlich ist.

Das schwache Anterolophid und das Fehlen eines Paraconids sind Merkmale, die die Form als Nagetier ausweisen. Darüber hinaus ist der Habitus den *Paracitellus*-Arten der gleichen Fundstellen ähnlich. Tatsächlich sind eine ganze Reihe von Merkmalen vorhanden, die sich auf entsprechende Entwicklungstendenzen bei *Paracitellus* zurückführen lassen:
Langstreckung der scharfkantigen Außenhöcker der oberen Molaren,
der stufenartige Knick im Längsgrat der oberen Molaren,
der Verlust des Mesostyls *(P. eminens)*,
die starken Flügel des Protoconus und deren Biegung nach buccal,
das extrem hohe Metaconid der unteren Molaren,
die Länge des Trigonids (übertrifft *Paracitellus* stark),
die Abschnürung des Endoconids.

Auch die Verbindung des Ectolophids mit dem Metalophid könnte aus der engen Nachbarschaft beider Grate insbesondere bei den $P_4$ von *P. cingulatus* abgeleitet werden.

Alle diese Merkmale sprechen für eine Verwandtschaft mit *Paracitellus* und damit für einen Anschluß an die Ailuravinae. Trotz dieser Indizien muß die Einstufung noch als vorläufig angesehen werden, da die Reduktion mehrerer Elemente, die bei primitiven Nagern sonst immer vorhanden sind, noch einer Erklärung bedarf.

### 2.3. Gattung *Oligopetes* n. gen.

Familie: Sciuridae Gray 1821
Unterfamilie: Petauristinae (Miller 1912)
Gattung: *Oligopetes* n. gen.

Diagnose: Flughörnchen mit Backenzähnen vom Typ der 3. Gruppe (Mein 1970). Joche der oberen Backenzähne mit deutlich erkennbaren bis verschwimmenden Zwischenhöckern. Sekundärgrate wesentlich niedriger als Hauptgrate, oft mit der Rugosität des Synklinengrundes verschwimmend, oder ganz fehlend. Obere Backenzähne mit Hypoconus. Querjoche parallel oder leicht linguad konvergent, weit getrennt, vor und hinter dem nach vorn gerückten Protoconus inserierend. Mesostyl dick, schräggestellt, am Paraconus angeheftet. Untere Backenzähne ohne Hypolophid, mit Anteroconid und schwachem Anterosinusid. Mesostylid dick, durch zwei Kerben begrenzt.

Typusart: *Oligopetes radialis* n. sp.

Derivatio nominis: Ähnlich *Hylopetes* und *Pliopetes*, im Oligozän auftretend.

Weitere Arten: *O. lophulus* n. sp., *O. obtusus* n. sp.

### 2.3.1. *Oligopetes radialis* n. sp.

Diagnose: Mittelgroße Typusart der Gattung *Oligopetes* n. gen. Joche der oberen Backenzähne weit getrennt, lingual mit dem Protoconus keinen geschlossenen Bogen bildend. Hypoconus mäßig entwickelt. Mesolophansatz lingual in der Stärke eines Sekundärgrates, buccal fehlend. Mesostyl rundlich. Proto- und Metaloph mit Tendenz zur Kerbung. Untere Backenzähne mit stark radial gerunzeltem Talonidbecken. Metalophid kurz.

Holotypus: $M_{1/2}$ li., 1972 XI 67 (Taf. 21, Fig. 7)

Locus typicus: „Möhren 13"

Stratum typicum: Suevium (Unter- bis Mitteloligozän)

Derivatio nominis: Nach der radialen Runzelung des Talonidbeckens.

Tabelle 4
Material und Maße von *Oligopetes radialis* n. sp.

| Stück | Inventar Nr. | Fundort | Maße (L:B) in mm | Abbildung |
|---|---|---|---|---|
| $D^4$ li. | 1975 XXII 19 | Möhren 20 | 1,65:1,6 | |
| $M^{1/2}$ re. | 1967 XVIII 508 | Ronheim 1 | 1,9 :2,2 | |
| $M^{1/2}$ li. | 1975 XXII 16 | Möhren 20 | 2,0 :2,2 | |
| $M^{1/2}$ re. | 1975 XXII 17 | Möhren 20 | 1,7 :2,05 | Taf. 21, Fig. 6 |
| $M^{1/2}$ re. | 1972 XI 66 | Möhren 13 | 1,85:2,1 | |
| $D_4$ li. | 1974 XXV 9 | Möhren 19 | 1,3 :1,2 | |
| $P_4$ re. | 1975 XXII 20 | Möhren 20 | 1,8 :1,7 | |
| $M_{1/2}$ re. | 1975 XXII 21 | Möhren 20 | 1,75:1,7 | |
| $M_{1/2}$ li. | 1975 XXIII 6 | Haag 2 | 1,9 :1,9 | |
| $M_{1/2}$ li. | 1972 XI 67 | Möhren 13 | 1,9 :1,8 | Taf. 21, Fig. 7 |
| $M_{1/2}$ re. | 1972 XI 68 | Möhren 13 | 1,85:1,8 | |
| $M_{1/2}$ li. | 1966 XVII 169 | Schelklingen 1 | 1,95:1,75 | |

Beschreibung: $D^4$: Der Zahn weicht von den Molaren durch geringere Größe und das weit nach vorn ausbiegende Parastyl ab. Die Außenhöcker sind schwach dreikantig und außen gerundet. Ihre Längskante ist durch das schräggestellte Mesostyl stufenartig versetzt. Dieses ist durch zwei Kerben begrenzt, von denen die hintere wesentlich tiefer ist, so daß die ursprüngliche Verbindung mit dem Paraconus noch erkennbar ist.

Die Querjoche bilden mit dem deutlich nach vorn verschobenen Protoconus einen breiten Bogen, an den sich das vordere und das hintere Cingulum anlehnen. Während die Kammlinie des Protolophs glatt durchzieht, wird der Metaloph durch zwei kräftige Kerben von hinten gegliedert, so daß sich eine Metaconulusverdoppelung andeutet. Der Hypoconus ist auf dem Schlußcingulum schwach markiert. Der breite Boden des Quertales ist mit radialen Runzeln bedeckt, unter denen sich der linguale Mesolophansatz etwas heraushebt.

$M^{1/2}$ (Taf. 21, Fig. 6): Die vorliegenden Molaren sind zum größten Teil so stark abgenutzt, daß feinere Details der Kronenoberfläche verloren gegangen sind. Das Parastyl ist kaum mehr als buccale Verdickung des Vordercingulums erkenn-

bar, das ungefähr parallel zum Protoloph verläuft. Beim abgebildeten Zahn zieht es über die Verbindung mit dem Protoconus noch etwas nach lingual. Die Form der Außenhöcker, die Schrägstellung und Abgliederung des Mesostyls und die Verschiebung des Protoconus nach vorn entsprechen dem Milchmolaren. Der einzige Rest eines frischen Molaren zeigt, daß auch der Proloph stärker gegliedert ist, und daß allgemein mehr sekundäre Grätchen auftreten, die sogar am hinteren Cingulum sitzen. Bei allen Molaren ist der Hypoconus stärker als beim Milchmolaren und deutlich abgegliedert. Der Metaloph inseriert stark abgeschwächt am Protoconus, so daß kein einfacher Bogen zustande kommt. Nur bei einem der Zähne (1967 XVIII 508) ist der Hypoconus etwas schwächer, doch zeigt gerade dieser Zahn einen schwachen Grat, der vom Metaconulus nach hinten zieht und mit dem Hypoconus und der Innenwand eine rundliche Grube einschließt.

Obere Prämolaren und $M^3$ liegen nicht vor.

$P_4$: Der untere Prämolar ist sehr kurz und stark nach vorn verschmälert. Beide Trigonidhöcker sind eng zusammengerückt und schließen zwischen dem Anterolophid und dem geschlossenen Metalophid eine kleine, rundliche Grube ein. Ein winziges Anteroconid in zentraler Lage ist erkennbar. Die Außenbucht ist seicht, das Mesoconid schwach nach außen ausgebaucht. Das Endoconid ist deutlich abgegliedert und entsendet ein etwas stärkeres Grätchen zum Zentrum des gerunzelten Talonidbeckens. Das Mesostylid ist stark, rundlich und mit dem Metaconid verbunden. Dahinter öffnet sich das Talonidbecken mit einer tiefen Kerbe nach lingual.

$M_{1/2}$ (Taf. 21, Fig. 7, Holotypus): Die unteren Molaren sind kurz und gedrungen und haben einen gleichseitigen, rautenförmigen Grundriß. Nur einige, vermutlich $M_1$, verschmälern sich etwas nach vorn. Das Trigonid ist extrem verkürzt. Das Metaconid dominiert alle Höcker. Auf dem Anterolophid ist ein Anteroconid markiert, dessen buccale Fortsetzung etwas übersteht und so ein kleines Anterosinusid begrenzt. Der buccale Rest des Metalophids kann sich mit dem Anterolophid vereinigen oder als kurzer Sporn frei enden. Er erreicht das Metaconid nie. Das mittelstarke Mesoconid ist deutlich nach buccal ausgebaucht und teilt die Außenbucht in zwei scharfe Kerben. Das Posterolophid ist fast nie vom Hypoconid abgesetzt, vom Endoconid dagegen meist durch eine Kerbe abgegliedert. Das dicke, langgestreckte Mesoconid ist hinten durch eine tiefe Kerbe begrenzt, während die vordere Kerbe oft schwach ist.

Gelegentlich kommt vor dem Mesostylid noch ein kleines Metastylid vor. Das Talonidbecken ist von kräftigen, radial angeordneten Runzeln bedeckt. Ein Hypolophid fehlt.

Untere Milchzähne und letzte Molaren fehlen.

Trotz der Zeitspanne, über die sich die Funde dieser Art verteilen („Möhren 20“ bis „Schelkingen 1“) erlaubt das geringe Material die Feststellung von zeitlichen Merkmalsverschiebungen nicht. Daß die unteren Molaren von „Möhren 20“ und „Haag 2“, den älteren Fundstellen, sich etwas stärker nach vorn verschmälern und trotzdem ein stärkeres Metalophid haben, kann durchaus im Rahmen der Variabilität liegen.

### 2.3.2. *Oligopetes lophulus* n. sp.

Diagnose: Kleine Art der Gattung *Oligopetes* mit starker Tendenz zur Bildung von Sekundärgraten. Querjoche der oberen Molaren mit Tendenz zur Kerbung und Unterbrechung, weit getrennt. Protoconus stark nach vorn gerückt. Hypoconus auch bei Prämolaren gut entwickelt. Untere Molaren mit schwachem Anteroconid.

Holotypus: $P^4$ li., 1966 XVII 166 (Taf. 21, Fig. 3)

Locus typicus: „Schelklingen 1"

Stratum typicum: Mittleres Suevium (Mitteloligozän)

Derivatio nominis: gr. *lophos* = Kamm, nach den Sekundärgraten.

Tabelle 5
Material und Maße von *Oligopetes lophulus* n. sp.

| Stück | Inventar Nr. | Fundort | Maße (L:B) in mm | Abbildung |
|---|---|---|---|---|
| $P^4$ li. | 1972 XI 70 | Möhren 13 | 1,65:1,8 | |
| $P^4$ li. | 1966 XVII 166 | Schelklingen 1 | 1,55:1,75 | Taf. 21, Fig. 3 |
| $M^{1/2}$ li. | 1972 XIV 41 | Burgmagerbein 3 | 1,4 :1,55 | Taf. 21, Fig. 5 |
| $M^{1/2}$ li. | 1972 XI 72 | Möhren 13 | 1,5 :1,7 | |
| $M^{1/2}$ li. | 1972 XI 69 | Möhren 13 | 1,45:1,55 | |
| $M^{1/2}$ re. | 1965 XIV 1387 | Herrlingen 1 | 1,35:1,65 | |
| $M^{1/2}$ re. | 1966 XVII 167 | Schelklingen 1 | 1,35:1,45 | |
| $M^{1/2}$ li. | 1966 XVII 168 | Schelklingen 1 | 1,45:1,65 | |
| $M_3$ li. | 1972 XI 71 | Möhren 13 | 1,75:1,5 | Taf. 21, Fig. 4 |

Beschreibung: $P^4$ (Taf. 21, Fig. 3, Holotypus): Die beiden oberen Prämolaren zeigen deutliche Unterschiede, die sich, mit dem Vorbehalt der unbekannten Variabilität, als Entwicklungsfortschritt interpretieren lassen. Bei beiden Zähnen ist ein schwach nach vorn gewölbtes, gegenüber dem Vordercingulum erkennbar verstärktes Parastyl entwickelt. Die beiden Außenhöcker sind stark nach lingual gestreckt. In ihrem weiten Zwischenraum liegt ein Mesostyl, das bei dem Zahn von „Möhren 13" isoliert und rundlich, beim Holotyp schräggestellt und mit dem Paraconus verbunden ist. Bei beiden entsendet es kleine Sekundärgrate nach lingual. Der Protoloph ist nicht unterbrochen, bei dem Zahn von „Möhren 13" gerade, beim Holotypus etwas nach vorn geschwungen und deutlich gekerbt. Der Metaloph ist dagegen bei beiden Zähnen durch eine kräftige Kerbe vom Metaconus abgesetzt und in sich stärker gegliedert. Beim Holotypus liegt zwischen der Kerbe und dem Metaconus noch ein weiteres Höckerchen. Der Metaloph ist etwas stärker nach vorn geschwungen als der Protoloph. Der Hypoconus ist gut entwickelt.

Die Sekundärgrate sind in der Hauptsache radial angeordnet, was ihrer Herkunft aus radialen Runzeln entspricht. Ihre Entwicklung greift jedoch auch auf die hintere Cingulumgrube über; bei dem Zahn von „Möhren 13" nur mit einem winzigen Fältchen von lingual, beim Holotypus jedoch vom Metaloph her, der sich mit dem Hypoconus verbindet. Auch im Quertal ist hier die Runzelung stärker als bei dem älteren Zahn von „Möhren 13", da hier nicht nur ein Meso-

lophansatz von lingual, sondern auch ein durchgehender Sekundärgrat vom Paraconus zum Metaconulus auftritt. Die vordere Cingulumgrube bleibt von Sekundärgraten frei.

$M^{1/2}$ (Taf. 21, Fig. 5): Die oberen Molaren sind meist stärker abgenutzt, so daß Runzeln und Sekundärgrate verschliffen sind. Gegenüber den Prämolaren ist das schwächere Parastyl charakteristisch. Auch bei den weniger abgenutzten Zähnen ist die Runzelung geringer als bei den Prämolaren und kaum deutlicher als bei *O. radialis*. Nur der Mesolophansatz lingual ist stärker und kann, wie beim Holotypus, gegabelt sein. Die Außenhöcker sind, ebenso wie die Querjoche, weiter getrennt als bei den Prämolaren. Das Mesostyl ist am Paraconus angeheftet und dadurch schräggestellt, daß vor ihm die Kerbe von außen, dahinter die von innen stärker einschneidet. Protoloph und Metaloph laufen parallel und zeigen meist keine Gliederung. Nur der Metaloph einiger Zähne ist lingual abgeschwächt oder unterbrochen. Die Sekundärgrate des Protolophs reichen auch in die vordere Cingulumgrube. Hinten bahnt sich, wie beim Holotypus, eine Verbindung des Metaconulus mit dem Hypoconus an.

Letzte obere Molaren, Milchzähne und untere Prämolaren sind nicht bekannt.

$M_3$ (Taf. 21, Fig. 4): Es ist nur ein einziger unterer Molar vorhanden, der zudem schon ziemlich abgenutzt ist. Die Sekundärelemente sind verschliffen, das Metaconid abgebrochen. Vorn läßt er ein weit lingual liegendes, schwaches Anteroconid erkennen, hinter dem kaum eine Andeutung des Anterosinusids liegt. Der Metalophid-Sporn ist fast ganz reduziert. Die Außenbucht ist seicht und gegabelt. Das Endoconid ist nicht abgesetzt. Von ihm durch eine tiefe Kerbe getrennt setzt ein langes, starkes Mesostylid die Begrenzung des Talonidbeckens fort.

### 2.3.3. *Oligopetes obtusus* n. sp.

Diagnose: Größere Art der Gattung *Oligopetes* mit geringer Grat- und Runzelbildung. Hypoconus und Zwischenhöcker der oberen Backenzähne deutlicher als bei den anderen Arten; Außenhöcker weit getrennt, doch Querjoche lingual konvergent, stark schräggestellt. Untere Backenzähne kurz mit langem Metalophid und starkem Anteroconid.

Holotypus: $M^{1/2}$ li., 1972 XI 74 (Taf. 21, Fig. 9)

Locus typicus: „Möhren 13"

Stratum typicum: Suevium

Derivatio nominis: lat. *obtusus* = stumpf, nach den dicken, stumpfen Höckern.

Beschreibung: $D^4$: Der obere Milchmolar zeigt das typische, sich weit nach vorn ausbauchende Parastyl, auf dem sogar eine leichte Spaltung angedeutet ist. Die Außenhöcker sind dick und rundlich. Das Mesostyl füllt den Zwischenraum völlig aus, tritt weit nach buccal vor und ist durch zwei Kerben isoliert. Eine Schrägstellung ist nicht erkennbar. Protoloph und Metaloph konvergieren nach innen nur mäßig. Der schmale, ungegliederte Protoloph trägt beidseitig eine leichte Schmelzfältelung und biegt schwach nach hinten. Der Kamm des Metalophs ist zunächst schräg nach hinten gerichtet und knickt dann schräg nach vorn. Seine Schmelzfältelung ist stärker und vor allem nach vorn gerichtet. Der Boden des

Tabelle 6
Material und Maße von *Oligopetes obtusus* n. sp.

| Stück | Inventar Nr. | Fundort | Maße (L:B) in mm | Abbildung |
|---|---|---|---|---|
| $D^4$ li. | 1967 XVIII 509 | Ronheim 1 | 2,15:2,1 | |
| $P^4$ li. | 1967 XVIII 506 | Ronheim 1 | 2,0 :2,5 | |
| $M^{1/2}$ li. | 1967 XVIII 507 | Ronheim 1 | 2,25:2,3 | |
| $M^{1/2}$ li. | 1972 XI 74 | Möhren 13 | 2,4 :2,9 | Taf. 21, Fig. 8 |
| $M^{1/2}$ re. | 1972 XI 73 | Möhren 13 | 2,35:2,75 | |
| $M^{1/2}$ li. | 1965 XIV 1388 | Herrlingen 1 | 2,45:2,8 | |
| $M_{1/2}$ li. | 1972 XI 75 | Möhren 13 | 2,35:2,3 | Taf. 21, Fig. 9 |
| $M_{1/2}$ re. | 1972 XI 76 | Möhren 13 | 2,65:2,5 | |
| $M_{1/2}$ re. | 1965 XIV 1389 | Herrlingen 1 | 3,15:2,9 | |

Quertales ist uneben aber nicht stärker gerunzelt. Nur vom Protoconus aus ist eine deutliche Leiste entwickelt. Da der Protoconus nicht besonders weit nach vorn gerückt ist, liegt zwischen Hintercingulum und Metaloph lingual nur eine schmale Rinne. Trotzdem ist der Hypoconus deutlich. Vorn verbindet sich der Protoconus mit dem Cingulum, doch zweigt von diesem weiter vorn eine freie Falte nach buccal ab, die als Rest eines freien Protostyls gedeutet werden kann.

$P^4$: Der obere Prämolar ist stark verkürzt. So ist nur mehr ein kleines, auf den Buccalrand des langen Vordercingulums beschränktes Parastyl vorhanden. Para- und Metaconus sind sehr weit getrennt; das Mesostyl ist am Paraconus angeheftet, schräggestellt und sehr weit vom Metaconus entfernt. Dieser liegt ganz am Hinterrand des Zahnes, so daß auch vom buccalen Metaconulus noch eine Brücke zum eng benachbarten Hintercingulum geht. Beide Querjoche konvergieren zu dem deutlich nach vorn gerückten Protoconus. Während der Protoloph glatt und einfach ist, wird der Metaloph durch Kerben in Abschnitte gegliedert, die eine Verdoppelung des Metaconulus erkennen lassen, doch ist eine Schmelzfältelung nicht entwickelt. Der Hypoconus ist dick und dem Metaloph eng benachbart. Der Boden des Quertales ist von flachen, unregelmäßigen Wülsten bedeckt.

$M^{1/2}$ (Taf. 21, Fig. 9, Holotypus): Die wenigen oberen Molaren geben einen Überblick über die hohe Variabilität, insbesondere, was die Runzelung und die Gliederung der Querjoche betrifft. Allen gemeinsam ist, daß die buccale Verdickung des Vordercingulums fast verschwindet, daß Para- und Metaconus weit getrennt sind, daß das Mesostyl schräggestellt und am Paraconus angeheftet ist, daß die Querjoche stark nach lingual konvergieren und daß der starke Hypoconus durch eine oder zwei Kerben abgegliedert ist. Außerdem können vorkommen: Eine linguale und buccale Kerbung des Protolophs (1972 XI 73), ein glatter, ungegliederter Metaloph, aber auch bis zu drei Höckerchen auf demselben, eine weitere, etwas schwächere Cingulumspitze hinter dem Hypoconus und ein freier Protoconusvorderarm (Holotypus). Die Sekundärelemente variieren von völlig glatten Jochen bei fein creneliertem Synklinenboden, über eine feine Runzelung der ganzen Schmelzoberfläche bis zu klar definierten, kurzen Sekundärgraten.

Spuren eines inneren oder äußeren Cingulums können auftreten, jedoch nur in der vorderen Hälfte des Zahnes.

Letzte obere Molaren liegen nicht vor; vom Unterkiefergebiß sind überhaupt nur drei Molaren bekannt.

$M_{1/2}$ (Taf. 21, Fig. 8): Die drei unteren Molaren stimmen in den meisten Details überein, nur sind die nicht abgebildeten Stücke gleichmäßig diffus geglättet (Usur oder Abrollung?), so daß keine Feinheiten mehr erkennbar sind.

Der Grundriß ist kurz, trapezförmig mit einem fast genau rechten Winkel am Metaconid. Wie bei den oberen Backenzähnen sind alle Höcker dick und stumpf und treten deutlich hervor. Metalophid und Anterolophid sind lang und vollständig. Sie bleiben getrennt und divergieren nach buccal, wo ein dickes Anteroconid durch eine tiefe Kerbe und ein schwaches Anterosinusid vom Protoconid getrennt ist. Das Mesoconid ist kräftig, v-förmig. Beim größten der Zähne von Herrlingen (1965 XIV 1389) ist es gespalten. Die Außenbucht ist beim abgebildeten Zahn buccal stärker verengt als bei den beiden anderen. Die Abtrennung des Endoconids von dem gebogenenPosterolophid variiert etwas und wird durch Abnutzung früh undeutlich, ist aber in der Regel gut erkennbar. Das Mesostylid bildet einen starken, stumpfen und kaum langgestreckten Höcker, den von hinten eine starke, tiefe Kerbe begrenzt, während die vordere deutlich schwächer ist. Hier kann (1965 XIV 1389) auch ein kleines Metastylid auftreten. Das Talonidbecken ist fein unregelmäßig creneliert, wobei einige Runzeln vom Mesostylid und Mesoconid aus deutlich auf das Zentrum des Beckens gerichtet sind.

### 2.3.4. Die Unterschiede der Arten und die Beziehungen von *Oligopetes* zu anderen Flughörnchen

Außer der Größe lassen sich kaum einigermaßen durchgehende Merkmale zur Unterscheidung der *Oligopetes*-Arten heranziehen. Die Größengruppen sind jedoch klar getrennt, wobei Milchzähne und Prämolaren etwas kleiner sind als die Molaren.

Ansonsten können der Abstand der Außenhöcker der oberen Backenzähne, die Schärfe von Höckern und Graten überhaupt und die Ausbildung von Sekundärfalten herangezogen werden. Letztere variiert aber in so weiten Grenzen, daß sich nur die extremsten Ausbildungen auseinanderhalten lassen, wobei die Typusart aufgrund ihrer Mittelstellung ganz in den Überlappungsbereich der beiden anderen Arten fällt.

Das zeitliche Auftreten der Arten: Im tiefsten Suevium nur die Typusart, von „Möhren 13" an alle drei Arten, legt die Vermutung nahe, daß die kleinere und die größere Art tatsächlich Abspaltungen aus der Typusart darstellen.

Direkte Beziehungen zu einer der späteren Gattungen der Petauristinae lassen sich wegen des großen zeitlichen Abstandes noch nicht herstellen. Strukturell ist die Ableitung der meisten späteren Formen aus dem einfachen Grundtyp von *Oligopetes* möglich.

Im Sinne der Gruppierung von Mein (1970, S. 51 ff.) wäre *Oligopetes* der Gruppe III zuzuweisen, auch wenn dieser Gattung noch ein deutliches Anterosinusid zukommt und wenn einige Stücke Tendenzen der Gruppe II andeuten, wie etwa die Verbindung zwischen Metaconulus und Hypoconus oder die Ausbildung klar definierter Sekundärgrate, die jedoch nur beim Holotypus von *O. lophulus* mit den Hauptgraten interferieren.

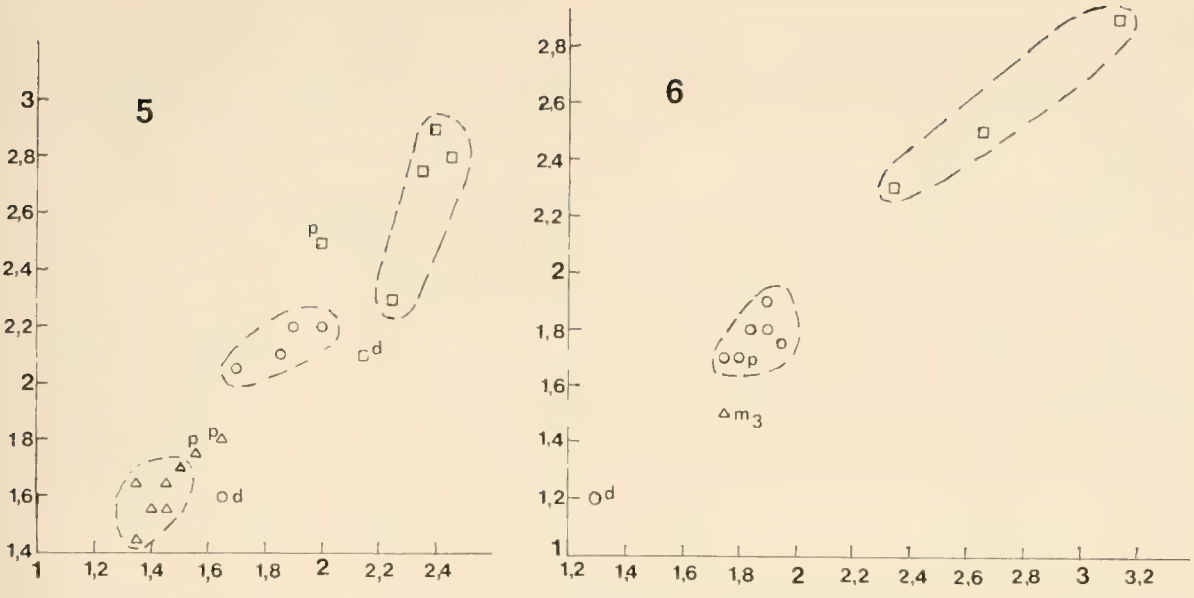



Abb. 5: Längen-Breiten-Diagramm der oberen Zähne von *Oligopetes* n. gen. Prämolaren und Milchmolaren sind gekennzeichnet; die Punktwolken der $M^{1/2}$ der drei Arten sind umrandet.
Kreise: *O. radialis,* Quadrate: *O. obtusus,* Dreiecke: *O. lophulus.*

Abb. 6: Längen-Breiten-Diagramm der unteren Zähne von *Oligopetes* n. gen. Milchmolaren, Prämolaren und letzte Molaren sind gekennzeichnet; die Punktwolken der $M_{1/2}$ der beiden größeren Arten sind umrandet.
Kreise: *O. radialis,* Quadrate: *O. obtusus,* Dreieck: *O. lophulus.*

Die Abweichungen von der am nächsten stehenden Gruppe III können wohl als ursprüngliche Merkmale angesehen werden:
Das Anteroconid ist deutlich,
der Hypoconus ist schwächer,
Mesoconid, Mesostylid und auch Mesostyl sind stärker,
ein freier Protoconusvorderarm kann auftreten *(O. obtusus),*
das Quertal ist im Verhältnis zur Länge des Zahnes weit.

Ein Teil dieser Merkmale ist bei fossilen Vertretern dieser Gruppe noch vorhanden oder als Zwischenstufe zu den rezenten Verwandten entwickelt. Z. B. hat *Blackia* einen schwachen Hypoconus und ein weites Quertal der oberen Molaren, dazu ein stärkeres Mesostyl.

Andere, wohl ebenfalls ursprüngliche Merkmale, sind bei anderen Gruppen erhalten geblieben:
Der freie Protoconusvorderarm,
das Anterosinusid,
das große Mesoconid mit gegabelter Außenbucht,
das starke, isolierte Mesostylid,
die klare Begrenzung des Endoconids.

Alle diese Merkmale kommen bei der Gruppe II noch vor.

Diese Beziehungen legen den Schluß nahe, daß die Petauristinae insgesamt eine geschlossene Gruppe bilden und daß die polyphyletische Herleitung aus Sciurinae (Black 1963, S. 126) kaum möglich ist. Die Schmelzrunzelung muß dabei als urtümliches Merkmal angesehen werden, das gemeinsam mit anderen Merkmalen von den Vorläufern der Hörnchen übernommen wurde.

Auch zur Gliederung der Petauristinen ergeben sich einige Gesichtspunkte. Insbesondere zeigen die vorliegenden Funde, daß schon bei diesen frühen Formen eine ganz charakteristische Komplikation auftritt, die Verbindung von Metaconulus und Hypoconus, die eine große rundliche Grube aus der hinteren Cingulumrinne abgliedert. Dieses Merkmal, das nur bei einigen Stücken von *Oligopetes* angedeutet ist, begründet unter anderen die Komplexität des Kronenmusters bei *Petaurista, Albanensia* und anderen Gliedern der Gruppe II. Es findet sich aber auch bei *Miopetaurista* (sensu Daxner-Höck & Mein 1975), wo es ebenso im Rahmen der Variabilität auftritt oder fehlt, wie bei den fossilen Angehörigen der Gruppe II, obwohl Mein *Miopetaurista* der Gruppe III zuweist. Dasselbe gilt auch für das Auftreten eines Hypolophids, das zweifellos aus einzelnen radialen Runzeln des Talonidbeckens entstanden ist, wie seine unvollständige und unbestimmte Form bei den genannten fossilen Gattungen zeigt.

Es soll damit der Auffassung Mein's, *Miopetaurista* sei nicht der Vorfahre von *Petaurista,* nicht entgegengetreten werden. Es soll nur betont werden, daß *Miopetaurista* und *Petauria* trotz ihrer Niederkronigkeit und dem glatten Schmelz wegen dieser Neubildungen an die Gruppe II angeschlossen werden sollten, da in der Gruppe I solche Neubildungen den rezenten Formen ganz fehlen. In der Gruppe III kommt gelegentlich ein orimentäres Hypolophid vor.

Damit muß jedoch andererseits die Gattung *Pteromys,* die Mein zu seiner Gruppe II stellt, aus dieser Gruppe herausgenommen werden, da sie außer einer generellen Hochkronigkeit keine Ähnlichkeit mit den Spezialmerkmalen dieser Gruppe aufweist. Sie hat auch keine Komplikationen im Kronenmuster außer einem freien Protoconusvorderarm und einem unvollständigen Hypolophid am $M_3$. Beides Merkmale, die eher auf eine Zugehörigkeit zur Gruppe III hinweisen. Ein Anschluß an die Gruppe I, wie ihn McKenna vornimmt, beruhte nur auf dem Fehlen der Schmelzrunzelung. Der Verlust dieses Merkmals kann aber auch gut durch Hochkronigkeit erklärt werden.

Ob die Gruppe I, von der nach dem Ausscheiden von *Miopetaurista* und *Petauria* keine tertiären Vertreter mehr bekannt sind, tatsächlich unabhängig von Sciurinen herzuleiten ist, wie Black vermutete, muß offen bleiben. Immerhin stehen unter den Formen der Gruppe III einige Vertreter mit Reduktionserscheinungen im Kronenmuster als Vorfahren zur Verfügung. Dabei wäre z. B. an *Blackia* zu denken, bei der Niederkronigkeit und schwache Schmelzrunzelung neben anderen Merkmalen stark an Sciurinen erinnern.

## 3. Die Frühgeschichte der Aplodontiden und die Herleitung der Hörnchen

Eine Reihe von bemerkenswerten Ähnlichkeiten der beiden systematisch so weit getrennten Gruppen, denen diese Arbeit gilt, bildet den Ausgangspunkt für die Fragestellung, wieweit diese Merkmale Ausdruck von verwandtschaftlichen Beziehungen sind. Das ist insbesondere dann zu vermuten, wenn diese Merkmale außer der klar definierten Gruppe der Petauristinae unter den primitiven Nagern nur einem kleinen Verwandtschaftskreis zukommt und wenig Neigung zu konvergentem Auftreten zeigt.

Die wichtigsten und auffälligsten Merkmale sind folgende:
Ein schräggestelltes Mesostyl, das mit dem Paraconus verbunden ist,

ein starker Protoconus-Vorderarm mit freier Spitze,
ein schwacher Hypoconus,
die Tendenz die Zwischenhöcker zu verdoppeln,
ein starkes Mesoconid,
ein abgesetztes Endoconid.

Ein Teil dieser Merkmale ist ursprünglich, doch scheint auch ihre Erhaltung sich auf ganz bestimmte Gruppen zu beschränken.

Ein besonders schwieriges Problem bietet die Tatsache, daß gerade bei primitiven Nagern manche Einzelmerkmale für bestimmte Gruppen diagnostischen Wert erlangen, bei anderen aber lange im Spielraum der Variabilität mitgeschleppt werden ohne zunächst Bedeutung zu erlangen. Der Teilsatz „une structure disparue ne pouvant réapparaître (Mein 1970, S. 32) besitzt also keine uneingeschränkte Gültigkeit. Das vermag auch zu erklären, warum an vielen Stellen Parallelismen bei verwandten Gruppen auftreten, ohne daß sie bei einem gemeinsamen Vorfahren bereits erkennbar waren. Diese Eigenart ist eine Fehlerquelle, die nicht einmal mit der Untersuchung eines — normalerweise — statistisch ausreichenden Materials ganz ausgeschlossen werden kann. Um so mehr beeinträchtigt sie die Beurteilung einer fossilen Form nach Abbildungen, die den wirklichen Reichtum an Merkmalsausprägungen kaum je erfassen können.

In diesem Sinne muß das folgende Synapomorphie-Schema ein Versuch bleiben. Manche Merkmale, die als Parallelismen gewertet werden, waren möglicherweise lange im Genpool vorhanden, bevor sie in erfaßbarer Menge manifest wurden.

Die Gliederung der verschiedenen Unterfamilien der Paramyiden soll ebenfalls nur schematisch und ohne Betrachtung der Formenvielfalt mit angeführt werden, da ein solches Unterfangen ohne langwierige Spezialuntersuchungen nicht möglich ist. Eine Umgruppierung im Sinne einer „phylogenetischen Systematik" soll nicht angestrebt werden.

Die wichtigsten Ergebnisse der Analyse, die bis zur Wurzel der Aplodontiden nur provisorischen Charakter hat, bestehen in der Erkenntnis. daß hier eine monophyletische Gruppe vorliegt, die Aplodontidae und Ailuravinae im ursprünglichen Sinne ebenso umfaßt wie die echten Hörnchen. Sie ist charakterisiert durch das lange Festhalten an einem urtümlichen, langgestreckten Protoconus, dessen Flügel gleichberechtigt bleiben, so daß sich ein selbständiger Hypoconus nur selten entwickeln kann. Dazu treten Spezialhomologien, wie ein Hypolophid, das zum Hypoconulid zieht, die zwar nur als ein Morphotyp innerhalb der Variabilität mitgeschleppt werden, in ihrer Verbreitung aber ganz auf diese Gruppe beschränkt sind. Die große, entscheidende Neuerung, die vielleicht auch schon bei dem Stammgruppen-Angehörigen *Meldimys* angelegt ist, ist ein von den primitiveren Paramyiden-Vorläufern abweichender Kaumechanismus, der in einer schräg zur Längsachse der Zahnreihe gerichteten Schleifbewegung besteht, wie sie für selenodonte Huftiere charakteristisch ist. Diese Bewegungsrichtung löst zahlreiche adaptive Veränderungen aus, was zu einer Reihe von neuen und auffälligen Merkmalen führt, zugleich aber innerhalb dieser Gruppe zahlreiche Parallelismen und Konvergenzen zur Folge hat. Die wichtigsten dieser Merkmale sind:
An den oberen Backenzähnen:
Hohe, kantige Höcker,
enges Quertal,

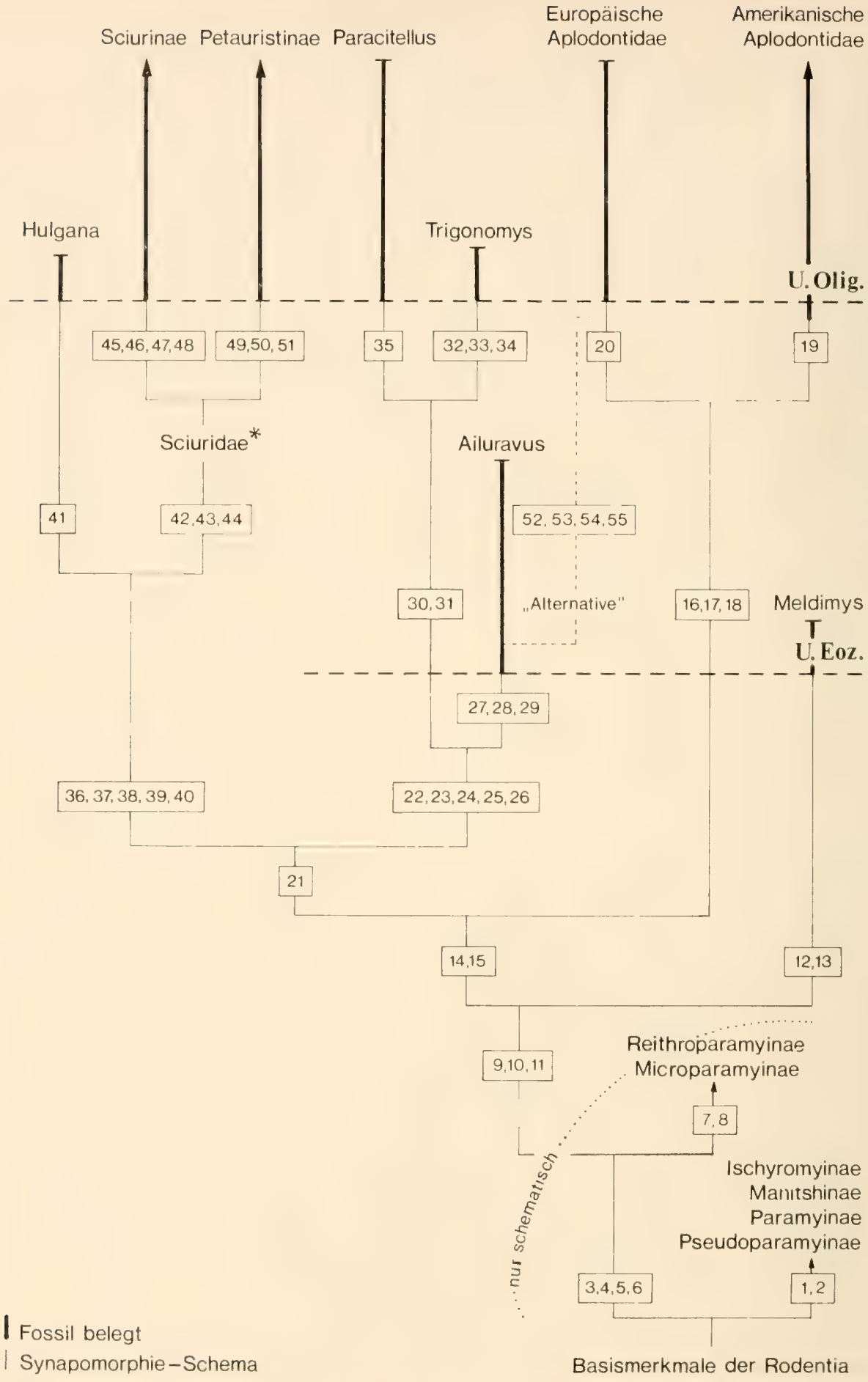

Sciurinae
Petauristinae
Paracitellus
Europäische Aplodontidae
Amerikanische Aplodontidae
Hulgana
Trigonomys
U. Olig.
45,46,47,48
49,50,51
35
32,33,34
20
19
Sciuridae*
Ailuravus
41
42,43,44
52,53,54,55
30,31
„Alternative"
16,17,18
Meldimys
U. Eoz.
27,28,29
36,37,38,39,40
22,23,24,25,26
21
14,15
12,13
9,10,11
Reithroparamyinae
Microparamyinae
7,8
Ischyromyinae
Manitshinae
Paramyinae
Pseudoparamyinae
nur schematisch
3,4,5,6
1,2
Basismerkmale der Rodentia
Fossil belegt
Synapomorphie–Schema

Abb. 7: Synapomorphieschema der alttertiären Aplodontidae und Sciuridae mit Anschluß an die fossile Dokumentation und die daraus ableitbaren Zeitmarken.

Merkmale:

1. Reduktion des Metalophids (häufig konvergent).
2. Verstärkung des Hypoconus (häufig konvergent).
3. Hypolophid in ursprünglicher Form verstärkt (häufig konvergent).
4. Mesostylid verstärkt (variabel).
5. Mesoconid verstärkt (konvergenzverdächtig).
6. Verdoppelungstendenz des Metaconulus (bleibt in Variabilität).
7. Vordercingulum der unteren Molaren verlängert.
8. Hypolophid verstärkt, zum gleichberechtigten Joch (verdächtig).
9. Häufiger ein freier Protoconusvorderarm (variabel).
10. Beginnende Umorientierung des Hypolophids (zum Hypoconulid). (Bleibt lange variabel, keine Parallelismen.)
11. Mesoconid maximal verstärkt, mit Ectomesolophid.
12. Hypoconus verstärkt (Konvergenz).
13. Höcker auf Kosten der Grate bei ob. Molaren verstärkt (viele konvergente Fälle).
14. Neuer Kaumechanismus, durch viele spätere Parallelismen erkennbar.
15. Tendenz zu freier Metaconidvorderkante (variabel).
16. Stärkere Trennung von Endoconid und Posterolophid (verdächtig).
17. Die Höcker werden scharfkantig (Parallelismen wegen Kautyp).
18. Mesoloph vom Mesostyl ausgehend (Konvergenzen häufig).
19. Verstärkung und Anheftung des Hypolophids am Mesoconid.
20. Endgültige Fixierung der Hypolophid-Hypoconulid-Verbindung.
21. Schrägstellung des Mesostyls (Parallelismen wegen Kautyp?).
22. Höcker hoch und scharfkantig (siehe 17.).
23. Kulissenstellung des Ectolophs.
24. Langstreckung des Metaconus.
25. Beginnende Verkürzung des $I_1$.
26. Tendenz zur Protoconulusverdoppelung (variabel).
27. Reduktion des Metalophids auch am $M_1$ (Konvergenzen).
28. Vereinigung des Protoconus-Vorderarms mit dem Protoconulus.
29. Tendenz zur Langstreckung aller Höcker der oberen Molaren mit zusätzlichen Längskanten.
30. Reduktion des Hypolophids (Konvergenzen).
31. Vergrößerung des Trigonids.
32. Langstreckung des Paraconus.
33. Verkürzung des Talonids.
34. Verlust der Zwischenhöcker und des Metalophs.
35. Außencingulum an den oberen Backenzähnen.
36. Protoconus nach vorn verschoben.
37. Höcker gerundet.
38. Zwischenhöcker in die Grate aufgeschmolzen.
39. Hypolophid reduziert (siehe 30.).
40. Mesostylid verstärkt.
41. Mesostyl und Mesoconid reduziert.
42. Sciuromorpher Masseterbau (Konvergenzen!)
43. Hypoconus verstärkt.
44. Quertal der oberen Molaren weit.
45. Protoconusvorderarm verschwindet.
46. Keine Metaconulusverdoppelung mehr.
47. Endoconid wird mit dem Posterolophid verschmolzen.
48. Schmelzrunzelung wird abgebaut.
49. Schmelzrunzelung wird verstärkt.
50. Zunehmende Verengung des Quertales der oberen Molaren.
51. Tendenz zur Neubildung des Hypolophids.

„Alternative“:

52. Verdoppelung des Mesostyls.
53. Abbau der Höcker und Gratverstärkung.
54. Tendenz zur Selenodontie, ohne Kulissenstellung.
55. $I_1$ Rückbildung wird wieder normalisiert.

Schrägstellung der Höckerreihen,
Längskantenbildung an den Zwischenhöckern,
Selenodontie-Tendenz der Außenwand,
Kulissenstellung der Außenhöcker,
Schrägstellung des Mesostyls.
An den unteren Backenzähnen:
Hohes Trigonid,
betonte Längskanten der vorderen Höcker.

Dabei ist es auffällig, daß die Umgestaltung der unteren Backenzähne, insbesondere die verschiedenen Modifikationen des Talonidbereiches, sich nicht so leicht mechanisch verstehen lassen wie die der oberen.

Da auch die bunodonten Hörnchen, deren Zahntyp in einzelnen Merkmalen den Durchgang durch ein Stadium primitiver Ailuravinae spiegelt, die gleiche Bewegungsrichtung beibehalten haben, obwohl sie sich weit von einer „Selenodontie-Tendenz" entfernt haben, muß offen bleiben, ob es nicht nur ein Nahrungswechsel war, der die entscheidende Entwicklung angestoßen hatte, der Übergang zum Querkauen aber schon früher vollzogen war. Dafür spricht auch die Tatsache, daß in der späteren Geschichte sowohl der Sciurinae als auch der Petauristinae Stämme auftreten, die genau dieselbe Selenodontie-Tendenz der Ailuravinae mit neuen, konvergenten Adaptionen wieder aufgreifen. Ein mehrfacher Adaptionsprozeß unter dem Einfluß ähnlicher Nahrung ist leichter vorstellbar als eine mehrfache Umstellung in der Kaubewegung.

Eines dieser besonders augenfälligen Anpassungen, die Schrägstellung des Mesostyls, die bei den Hörnchen auftritt, kommt innerhalb der genannten Gesamtgruppe nur den Ailuravinae zu. Bei den übrigen Aplodontiden ist sie nicht entwickelt, obgleich die stärkere Selenodontie einen weit nach buccal geschwungenen Paraconus-Hinterarm bedingt. Das Mesostyl ist, wo es als selbständiges Element erkennbar ist, gespalten und teils dem Para-, teils dem Metaconus angegliedert. Möglicherweise handelt es sich um eine erhalten gebliebene Vorstufe zur alleinigen Angliederung an den Paraconus bei den Ailuravinae.

Die eigentlichen Aplodontinae sind also ein Seitenzweig, der in sich außerdem noch heterogen ist, da die Umorientierung des Hypolophids bei verschiedenen Stämmen in verschiedener Weise fixiert wird. So geht die Verbindung Endoconid-Hypoconulid, die als ein Morphotyp innerhalb der Variabilität von Meldimys erstmals auftritt bei den amerikanischen Allomyinen und den Aplodontinen ganz verloren. Bei ihnen verbindet sich das Hypolophid mit dem Mesoconid. Bei den europäischen Gattungen *Plesispermophilus* und *Sciurodon* tritt letzterer Typ dagegen nur anfänglich noch auf (Schmidt-Kittler & Vianey-Liaud, Abb. 18), wird aber dann ganz von der Verbindung mit dem Hypoconulid verdrängt, die sich auch bei *Ailuravus* durchgesetzt hat.

Unter den Ailuravinae zeigt *Ailuravus* eine frühe und rasche Spezialisierung mit adaptiver Umgestaltung des Zahnmusters in der o. g. Weise. *Paracitellus* dagegen bleibt primitiv und bietet, zumindest in seiner Wurzelgruppe, modellhaft die Möglichkeit, die Hörnchen abzuleiten. Die stark aberrante Gattung *Trigonomys*, die neben bisher nicht deutbaren Reduktionen noch Reste aus dem Merkmalsbestand der Ailuravinae zeigt, stellt möglicherweise einen Versuch dar, den bunodonten Zahntyp der Hörnchen zu erreichen.

Der Zahntyp der echten Hörnchen, die unvermittelt mit ihren beiden Unterfamilien im unteren Oligozän auftreten, findet sich etwa gleichzeitig bei der mongolischen Gattung *Hulgana* Dawson, deren Masseter noch vollkommen protogomorph ist. Insbesondere die Verschiebung des Protoconus nach vorn ist hier bereits vollzogen, ein Merkmal, das den Aplodontiden fehlt, und das endgültig die primitive Protoconus-Form ablöst. Daß der sciuromorphe Masseterbau selbst bei eindeutigen Sciurinae noch nicht immer ganz fertig ist, hat Black (1963, S. 138 ff.) an *Protosciurus* gezeigt. Der erste Anstoß zu dieser Entwicklung, die allen Sciuriden gemeinsam ist, muß aber bereits vor der Aufspaltung in Sciurinae und Petauristinae gelegen haben.

Daß aufgrund der phylogenetischen Ergebnisse die Ailuravinae zu den Aplodontidae zu stellen sind, halte ich für keinen zu schwerwiegenden Eingriff in das System. Anders verhält es sich mit den Sciuridae, die trotz einer gemeinsamen Abstammung mit einem Zweig der Aplodontiden nicht mit diesen zu vereinigen sind, da sie einen Entwicklungsstand erreicht haben, der weit über diese Gruppe hinausgeht, und der es rechtfertigt sie neben diese Familie zu stellen.

Auf die Diskussion, weshalb aus einem Synapomorphie-Schema nach Hennig nicht eine radikale Umgestaltung der Klassifikation notwendig hervorgehen muß, soll hier nicht in aller Breite eingegangen werden. Die hier angestrebte „konservative" Klassifikation, die durchaus als „natürliches System" anzusehen ist, soll außer den Verwandtschaftsverhältnissen auch Komplexe wie Organisationshöhe, Entwicklungsdynamik und ökologische Differenzierung zum Ausdruck bringen.

## 4. Ökologie und Palaeogeographie

*Ailuravus* ist durch den Fund von Messel, der einen langen, buschigen Schwanz und im Skelett typische Adaptionen eines Baumbewohners zeigt, ökologisch charakterisiert. Der gleiche Biotop kommt allen rezenten Flughörnchen zu. *Paracitellus* kommt zweimal als Einwanderer nach Mitteleuropa, jedesmal in Begleitung von Flughörnchen. Das belegt zumindest, daß beide damals ähnliche Ansprüche stellten. Die Faunen, in denen sich *Paracitellus* im Suevium bevorzugt findet, sind die reinsten Waldfaunen, wie aus der Analyse der Huftiergemeinschaften hervorgeht. Die weitere Verbreitung der Flughörnchen mag darauf beruhen, daß sie weniger eng angepaßt waren, oder daß ihre Futterpflanzen auch in lichteren Wäldern oder Buschwäldern gediehen.

Ailuravinae sind seit dem Untereozän in Europa bodenständig. *Paracitellus*, der mit dem älteren, stärker spezialisierten *Ailuravus* nicht in Verbindung gebracht werden kann, tritt zweimal mit einer Wanderungswelle in Europa auf, deren Herkunft durch asiatische und amerikanische Elemente einigermaßen als asiatisch gesichert ist. Die Flughörnchen sind ebenfalls Elemente beider Wanderungen. Für sie ist eine nordamerikanische Herkunft sicher auszuschließen, da in den gut durchforschten Alttertiärfaunen dieses Kontinents keine Vorläufer bekannt sind. Afrika ist als Herkunftsgebiet ebenfalls auszuschließen, da beide Gruppen im Burdigal nicht mit der Proboscidier- sondern mit der Anchitherienwanderung eintreffen. Beide Gruppen haben also dasselbe Entwicklungs- und Ausbreitungs-Zentrum — eine weitere, wenn auch schwache Stütze für die verwandtschaftlichen Beziehungen der Hörnchen mit primitiven Ailuravinen.

## Literatur


Adrover, R. & Huguenay, M. (1975): Des Rongeurs (Mammalia) Africains dans une faune de l'Oligocène élevé de Majorque (Baléares, Espagne). — Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon, **13**, Suppl.: 11—13; Lyon.

Black, C. C. (1963): A review of the North American Tertiary Sciuridae. — Bull. Mus. Comp. Zool., **130** (3): 109—248, 22 Taf., 6 Abb.; Cambridge, Mass.

Black, C. C. (1966): Tertiary Sciuridae (Mammalia, Rodentia) from Bavaria. — Mitt. Bayer. Staatssammlg. Paläont. hist. Geol., **6**: 51—63, Taf. 4—6; München.

Dawson, M. R. (1968): Oligocene Rodents (Mammalia) from East Mesa, Inner Mongolia. — Am. Mus. Novit., **2324**: 12 S., 5 Abb.; New York.

Daxner-Höck, G. & Mein, P. (1975): Taxonomische Probleme um das Genus *Miopetaurista* Kretzoi, 1962 (Fam. Sciuridae). — Paläont. Z. **49**, (1/2): 75—77; Stuttgart.

Dehm, R. (1950): Die Nagetiere aus dem Mittel-Miocän (Burdigalium) von Wintershof-West bei Eichstätt in Bayern. — N. Jb. Mineral. etc. Abh., **91** (B): 321—428, 137 Abb., 6 Tab., 1 Beil.; Stuttgart.

Fahlbusch, V. (1976): Report on the International Symposium on mammalian stratigraphy of the European Tertiary (München, April 11—14, 1975). — Newsl. Stratigr., **5** (2/3): 160—167, 1 Tab.; Berlin-Stuttgart.

Heissig, K. (1970): Neue Fundstellen oligozäner Spaltenfaunen im Schwäbisch-Fränkischen Jura. — Mitt. Bayer. Staatssammlg. Paläont hist. Geol., **10**: 331—350, 4 Abb., Taf. 15; München.

Heissig, K. (1973): Oligozäne Vertebraten aus der Spaltenfüllung „Möhren 13" bei Treuchtlingen, Fränkischer Jura. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **13**: 177—182; München.

Heissig, K. (1978): Fossilführende Spaltenfüllungen Süddeutschlands und die Ökologie ihrer oligozänen Huftiere. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **18**; 237—288, 7 Abb.; München.

McKenna, M. C. (1962): *Eupetaurus* and the living Petauristine Sciurids. — Am. Mus. Novit., **2104**: 38 S., 9 Abb.; New York.

Mein, P. (1970): Les Sciuroptères (Mammalia, Rodentia) néogènes d'Europe occidentale. — Geobios, **3** (3): 7—77, 10 Taf.; Lyon.

Michaux, J. (1968): Les Paramyidae (Rodentia) de l'Éocène inférieur du bassin de Paris. — Palaeovertebrata, **1**; 135—193, 4 Abb., 10 Taf.; Montpellier.

Rensberger, J.-M. (1975): *Haplomys* and its bearing on the origin of the Aplodontoid Rodents. — J. Mammalogy, **56** (1): 1—14, 5 Abb.; Philadelphia.

Schmidt-Kittler, N. (1971): Odontologische Untersuchungen am Pseudosciuriden (Rodentia, Mammalia) des Alttertiärs. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math. Naturw. Kl., N. F., **150**: 133 S., 46 Abb., 2 Taf., 8 Tab.; München.

Schmidt-Kittler, N. & Vianey-Liaud, M. (1979): L'évolution des Aplodontidés (Rodentia, Mammalia) oligocènes européens. — Palaeovertebrata, **9** (2), (im Druck); Montpellier.

Simpson, G. G. (1945): The principles of classification and a classification of Mammals. — Bull. Am. Mus. Nat. Hist., **85**: 350 S.; New York.

Thaler, L. (1966): Les Rongeurs fossiles du Bas-Languedoc dans leurs rapports avec l'histoire des faunes et la stratigraphie du Tertiaire d'Europe. — Mém. Mus. Nat. Hist. Nat., Nlle. Sér., **17**: 205 S., 15 Abb., 14 Tab., 27 Taf.; Paris.

Wood, A. E. (1962): The early Tertiary Rodents of the family Paramyidae. — Transact. Am. Philos. Soc., N. S., **52** (1): 1—261, 91 Abb.; Philadelphia.

Wood, A. E. (1976): The paramyid rodent *Ailuravus* from the middle and late Eocene of Europe and its relationships. — Palaeovertebrata, **7**: 117—149, 6 Abb.; Montpellier.

## Tafel 20

### *Paracitellus*

Fig. 1—5: *Paracitellus cingulatus* n. sp., alle 10:1 vergr., okklusal.
Fig. 1: $P^4$ re., 1975 XXIII 7, Suevium, Haag 2, zu S. 143.
Fig. 2: $M^3$ re., 1975 XXIII 8, Suevium, Haag 2, zu S. 144.
Fig. 3: $P_4$ li., 1972 XI 83, Suevium, Möhren 13, zu S. 144.
Fig. 4: $M_3$ li., 1975 XXIII 10, Suevium, Haag 2, zu S. 145.
Fig. 5: $M_1/_2$ re., Holotypus, 1972 XI 82, Suevium, Möhren 13, zu S. 145.

Fig. 6—11: *Paracitellus marmoreus* n. sp. alle 15:1 vergr., okklusal.
Fig. 6: $P_4$ li., 1975 XXIII 21, Suevium, Haag 2, zu S. 149.
Fig. 7: $M^{1/2}$ li., 1975 XXIII 29, Suevium, Haag 2, zu S. 146.
Fig. 8: $M_3$ li., 1975 XXIII 15, Suevium, Haag 2, zu S. 150.
Fig. 9: $M_2$ re., Holotypus, 1975 XXIII 19, Suevium, Haag 2, zu S. 149.
Fig. 10: $M^3$ li., 1972 XI 87, Suevium, Möhren 13, zu S. 148.
Fig. 11: $D^4$ li., 1975 XXIII 31, Suevium, Haag 2, zu S. 146.

## Tafel 21

Fig. 1—2: *Trigonomys simplex* n. gen., n. sp., okklusal.
Fig. 1: $M_1/_2$ re., Holotypus, 1972 XI 104, Suevium, Möhren 13, zu S. 153.
Fig. 2: $M^{1/2}$ li., 1975 XXIII 36, Suevium, Haag 2, zu S. 153.

Fig. 3—5: *Oligopetes lophulus* n. gen., n. sp., okklusal.
Fig. 3: $P^4$ li., Holotypus, 1966 XVII 166, Suevium, Schelklingen 1, zu S. 157.
Fig. 4: $M_3$ li., 1972 XI 71, Suevium, Möhren 13, zu S. 158.
Fig. 5: $M^{1/2}$ li., 1972 XIV 41, Suevium, Burgmagerbein 3, zu S. 158.

Fig. 6—7: *Oligopetes radialis* n. gen., n. sp., okklusal.
Fig. 6: $M^{1/2}$ re., 1975 XXII 17, Suevium, Möhren 20, zu S. 155.
Fig. 7: $M_1/_2$ li., Holotypus, 1972 XI 67, Suevium, Möhren 13, zu S. 156.

Fig. 8—9: *Oligopetes obtusus* n. gen., n. sp., okklusal.
Fig. 8: $M_1/_2$ li., 1972 XI 74, Suevium, Möhren 13, zu S. 160.
Fig. 9: $M^{1/2}$ li., Holotypus, 1972 XI 75, Suevium, Möhren 13, zu S. 159.

Alle 20:1 vergrößert.

Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 19 | 171—185 | München, 15. 12. 1979

# Ein verkieseltes Robinia-Holz aus jungtertiären Schichten Südbayerns (Bruckberg)

Von Alfred Selmeier*)

Mit 4 Abbildungen, 1 Tabelle und Tafel 22—23

Kurzfassung

Mit einem Kieselholz aus den Bentonit-Lagerstätten zwischen Landshut und Mainburg, Fundgebiet Bruckberg, kann erstmals ein Holzrest vergleichbar der Gattung *Robinia* L. aus Schichten der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns nachgewiesen werden. Paläogeographisch ist bemerkenswert, daß die Fundorte aller bisher sicher mit der Gattung *Robinioxylon* vergleichbaren Fossilreste ausschließlich in Nordamerika liegen (Platen 1908, Webber 1933, Prakash, Barghoorn & Scott 1962, Prakash 1968). Somit ist das Kieselholz aus Bruckberg ein erster holzanatomischer Beleg für ein tertiäres *Robinia*-Holz aus Mitteleuropa. Das Kieselholz aus Bruckberg erhielt den Namen *Palaeo-Robinioxylon zirkelii* (Platen 1908) nov. comb.

Abstract

This paper deals with fossil *Robinia*-wood from tertiary sediments of the Upper Freshwater Molasse, Bavaria. The silicified wood is named *Palaeo-Robinioxylon zirkelii* (Platen 1908) nov. comb.

The wood is well preserved permitting fine structural details of minute anatomy to be studied: Growth rings distinct, wood ringporous, early-wood pores large and completely occluded with tylosis, late-wood pores arranged in nestlike groups, perforation plates simple, spiral tickening present in the small vessels in the late wood, parenchyma paratracheal-vasicentric, paratracheal-confluent, crystals in vertically strands, parenchyma cells storied, xylem rays unstoried, mostly 2—4-seriate, homocellular to somewhat heterocellular, libriform fibers oval to angular in cross-section, non-septate.

*) Prof. Dr. A. Selmeier, Fachhochschule München, Lothstr. 34, 8000 München 2.

Inhalt

1. Fossile *Robinia*-Hölzer . . . . . 172
a. Fundorte . . . . . 172
b. Anatomie . . . . . 173
c. Nomenklatur . . . . . 173
2. Das *Robinia*-Holz aus Bruckberg . . . . . 174
a. Fundort . . . . . 174
b. Material . . . . . 175
c. Anatomische Beschreibung . . . . . 175
Topographie . . . . . 176
Holzelemente . . . . . 177
Bestimmung . . . . . 178
3. Fossile Blatt- und Fruchtreste der Gattung *Robinia* L. . . . . 180
4. Diskussion . . . . . 182
Literatur . . . . . 183

## 1. Fossile *Robinia*-Hölzer

In einem kurzen Überblick werden die Fundorte aller bisher bekannt gewordenen fossilen *Robinia*-Hölzer angeführt sowie Fragen der holzanatomischen Abgrenzung und der Nomenklatur erörtert.

### a. Fundorte

Mit einer fraglichen Ausnahme, Fundort Sardinien, stammen alle bisher mit *Robinia* L. vergleichbaren Kieselhölzer aus Nord-Amerika. In zeitlicher Reihenfolge der Publikationen sind dies folgende Fundorte:

| | | |
|---|---|---|
| 1907 | Sardinien | *Robinioxylon zuriensis* Fq., Falqui 1907, S. 1—11, Taf. I, Fig. 1 Alter: Unteres Miozän |
| 1908 | Nebraska, USA, Niobrara-Ufer | *Cercidoxylon Zirkeli*, Platen 1908, S. 138—142, Taf. II, Fig. 5—6 Alter: Pliozän, Loup Fork-Gruppe |
| 1933 | Kalifornien, USA, Last Chance Gulch | *Robinia alexanderi*, Webber 1933, S. 113, Taf. IV, Fig. 1—3 Alter: Pliozän |
| 1962 | Montana, USA | *Robinia breweri*, Prakash, Barghorn & Scott 1962, S. 692, Abb. 1, 3, 5 u. 7 Alter: Miozän |
| 1968 | Washington, USA, Columbia Basalts | *Robinioxylon breweri*, Prakash 1968, S. 28—29, Taf. 32, Fig. 16—20 Alter: Miozän |

## b. Anatomie

In der geologischen Gegenwart sind die Leguminosen, 600 Gattungen mit etwa 13 000 Arten, die an Holzgewächsen reichste Pflanzengruppe. Trotz dieser Formenfülle ist in der Regel eine sichere Abgrenzung gegenüber Hölzern anderer Familien möglich. Im Gegensatz zur Festlegung der Familienzugehörigkeit ist eine weitere holzanatomische Differenzierung der Familien und Gattungen bei den Leguminosen teils außerordentlich schwierig. Die Gattung *Acacia*, 700—800 Arten, sei als Beispiel erwähnt.

Es gibt jedoch wichtige Holz-Merkmale, die bei den 3 Unterfamilien der Leguminosen (Mimosoideae, Caesalpinoideae, Faboideae) jeweils charakteristisch sind (Müller-Stoll & Mädel 1967, S. 96—102).

Die Bestimmung der fossilen *Robinia*-Hölzer wird durch deren Ringporigkeit in Verbindung mit anderen Merkmalen wesentlich erleichtert. Während die Gefäße der Leguminosen-Hölzer im Querschnittsbild überwiegend zerstreutporig verteilt sind, ist die Ringporigkeit auf einige bekannte Gattungen des temperierten, nördlichen Klimagürtels beschränkt, z. B. *Cercis, Gleditsia, Gymnocladus, Laburnum* und *Robinia.*

Nachfolgend sind die wichtigsten mikroskopischen Holz-Merkmale angeführt, die fossile *Robinia*-Hölzer von ähnlich strukturierten Holzgewächsen zweifelsfrei abgrenzen:

— Grob ringporig, Zuwachsgrenzen auffallend
— Frühholzgefäße in breiten Porenkreisen
— Frühholzgefäße einzeln oder paarig
Durchmesser 200—300 µm, reichlich Thyllen
— Gefäßdurchbrechungen einfach, enge Spätholzgefäße
spiralig verdickt und in Porennestern
— Hoftüpfel alternierend, mittelgroß, gleichartig
zwischen Gefäßen und Holzstrahlzellen
— Holzstrahlen homogen
— Libriformfasern unseptiert
— Stockwerkbau bei Parenchym und Tracheiden
— Kristallkammer-Schläuche in vertikalen Zellreihen

## c. Nomenklatur

Das erste mit *Robinia pseudacacia* L. verglichene fossile Holz stammt aus Sardinien und ist im „Index of Generic Names of Fossil Plants, 1820—1965" (Andrews 1970, S. 186) unter dem Namen *Robinioxylon zuriensis* Falqui 1907 angeführt.

War es bereits äußerst schwierig, die Arbeit von 1907 (G. Falqui: Su alcune piante fossili del miocene inferiore di Zuri; Cagliari-Sassari) aus Italien zu erhalten, so erwies es sich bisher aussichtslos, den Aufbewahrungsort des Originalmaterials in Erfahrung zu bringen. Das aus Sardinien stammende Kieselholz („tronco silicizzato") ist unzureichend beschrieben und nur durch eine einzige Abbildung (Tavola I, Fig. 1, Rundfoto, Durchmesser 6,5 cm) einer nachträglichen holzanatomischen Beurteilung zugänglich. Da weder die Beschreibung der Dünn-

schliffe, noch die kleine Fotografie von zwei Frühholzgefäßen (Vergrößerung 220fach) die für einen Vergleich mit *Robinia* L. erforderlichen Holz-Merkmale erkennen lassen, ist die Bestimmung des Fossilrestes mehr als fraglich.

Bei der von Müller-Stoll & Mädel (1967) vorgenommenen Revision der mit Leguminosen vergleichbaren fossilen Hölzer wurden alle älteren Funde berücksichtigt. Die Schliffsammlung Felix, aufbewahrt im Geologisch-paläontologischen Institut der Universität Leipzig, stand den genannten Autoren für die Revision zur Verfügung. Es war daher möglich, das aus Nordamerika stammende Leguminosen-Holz *Cercidoxylon Zirkeli* (Platen 1908) vom Niobrara-Ufer in Nebraska anhand der Original-Dünnschliffe erneut zu untersuchen. Müller-Stoll & Mädel (1967) stellten die Gattung *Robinioxylon* auf und geben bei der Beschreibung der Typusart eine entsprechende Begründung (S. 145—147) und Diagnose.

Bei der von Müller-Stoll & Mädel (1967) vorgenommenen Revision der mit Leguminosen vergleichbaren fossilen Hölzer ist es verständlich, daß eine im deutschen Sprachgebiet unzugängliche Arbeit aus Sardinien (1907) offensichtlich unberücksichtigt blieb.

Gemäß den Regeln und Bestimmungen bei der Benennung fossiler Pflanzenreste, Internationaler Code der Botanischen Nomenklatur (1978), kann der Name *Robinioxylon* nicht ein zweites Mal als ein jüngeres Homonym verwendet werden. Wegen der grundsätzlichen Problematik und Bedeutung für die Namengebung des vorliegenden Kieselholzes aus Bruckberg wird der Artikel 64.1 (ICBN, S. 213) teilweise zitiert:

„Ein Name ist illegitim und muß verworfen werden, wenn er ein jüngeres Homonym ist, d. h. wenn er genau so geschrieben wird wie ein älterer, gültig veröffentlichter Name für ein auf einen anderen Typus gegründetes Taxon derselben Rangstufe. Selbst wenn das ältere Homonym illegitim ist oder allgemein aus taxonomischen Gründen als Synonym angesehen wird, muß das jüngere Homonym verworfen werden, wenn es nicht konserviert worden ist."

Somit kann die Bezeichnung *Robinioxylon zirkelii* (Platen 1908) Müller-Stoll & Mädel 1967 nicht aufrecht erhalten werden, da es sich um ein jüngeres Homonym handelt.

Für das vorliegende Kieselholz aus Bruckberg wird als Gattung *Palaeo-Robinioxylon* gewählt, Typusart ist *Cercidoxylon Zirkeli* Platen 1908.

## 2. Das *Robinia*-Holz aus Bruckberg

### a. Fundort

Nach Mitteilung von Herrn K. Kaindl, Großgundertshausen bei Mainburg, wurde das Kieselholz von Herrn P. Pöll ca. 1,5 km nordwestlich des Ortes Bruckberg in einer Weißerdegrube der Süd-Chemie AG gefunden.

Das Kieselholz soll aus dem Liegenden der Hangendschichten stammen. Die Bentonite oder Weißerden (Landshut-Mainburger Bentonite und Malgersdorfer Weißerden) liegen innerhalb der niederbayerischen Molasse meist an der Schichtgrenze zwischen dem Hangenden Nördlichen Vollschotter und der Hangendserie. Im Fundgebiet des Kieselholzes sind die Bentonite in einer ca. 3 bis 6 m mächtigen Sedimentserie aus Sanden, Tonen und Mergeln eingeschaltet (Sand-Mergel-Decke). Das Liegende dieses Horizontes bilden nach Herold

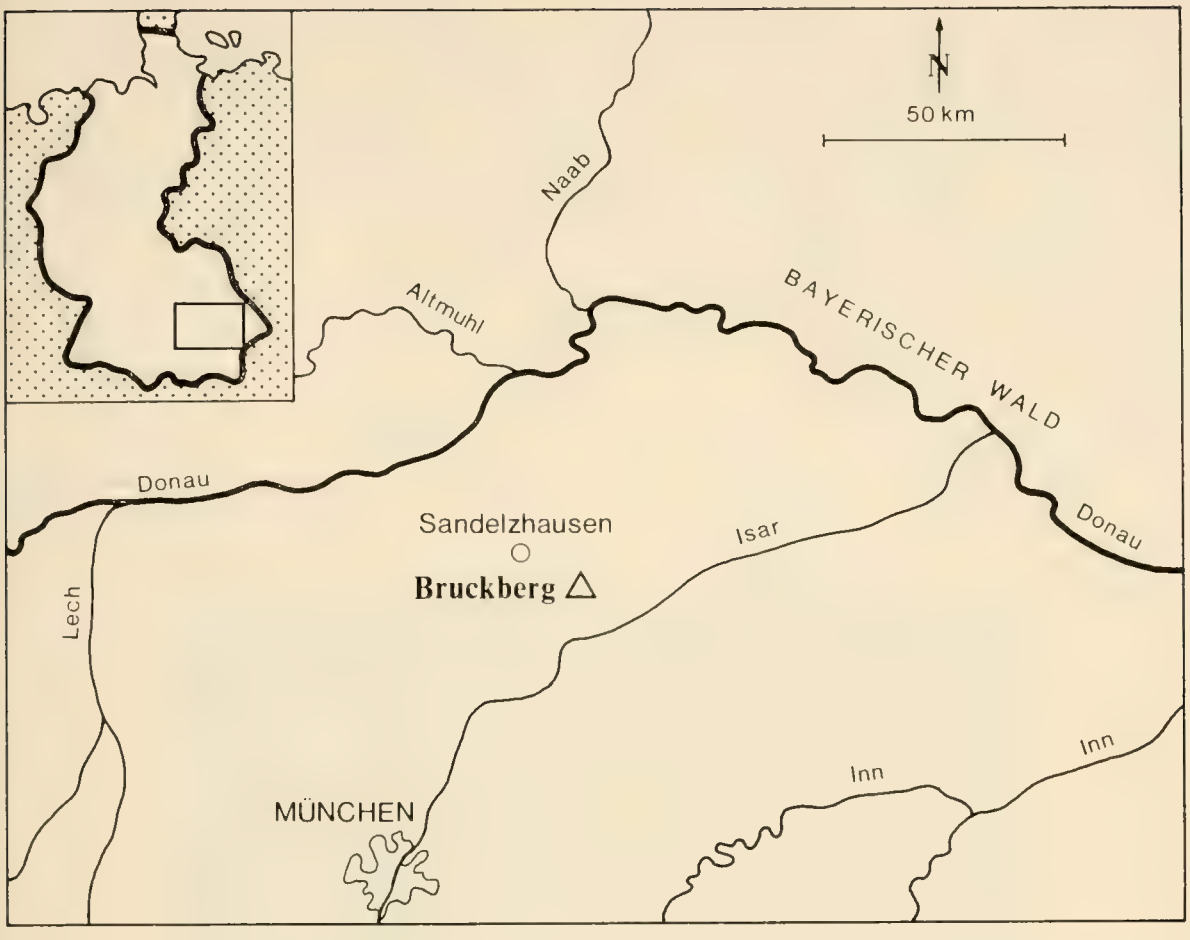



Abb. 1: Geographische Lage der Ortschaft Bruckberg, Fundgebiet des verkieselten *Robinia*-Holzes. Der Fundort des Kieselholzes liegt in der Nähe der obermiozänen Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen.

(1970, S. 21) karbonatführende Schotter des Hangenden Nördlichen Vollschotters, das Hangende besteht vorwiegend aus karbonatfreiem Kleinschotter und Sanden der Hangendserie.

Der gute Erhaltungszustand des Kieselholzes aus Bruckberg rechtfertigt eine ausführlichere holzanatomische Beschreibung.

## b. Material

Das Fundstück soll ca. 40 cm lang gewesen sein, Umfang 18 cm. Die Holzstruktur ist makroskopisch gut erkennbar.

## c. Anatomische Beschreibung

Abb. 2 und 4, Taf. 22—23

Organgattung: *Palaeo-Robinioxylon* nov. gen.

Typusart: *Palaeo-Robinioxylon zirkelii* (Platen) nov. comb.

*Cercidoxylon Zirkeli* Platen 1908, S. 138—142, Taf. II, Fig. 5 u. 6. — Müller-Stoll & Mädel 1967, S. 145—147, Taf. 38, Fig. 90 u. 91, Taf. 39, Fig. 92; Abb. 13.

Vergleichsform: *Robinia pseudacacia* L., Robinie, Falsche Akazie; Leguminosae, Unterfamilie Faboideae; Heimat östliches Nord-Amerika.

Material: Handstücke und Dünnschliffe sind in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie unter der Inventar-Nr. 1975 I 248 aufbewahrt. Es liegen 3 Dünnschliffe (1 quer, 1 tangential, 1 radial) mit je 6 cm² Fossilfläche vor. Der Fossilrest ist gelblich bis kräftig braun gefärbt und strukturbietend gut erhalten.

Fundort: Bruckberg, Niederbayern, ca. 1,5 km nordwestlich des Ortes, Weißerdegrube der Süd-Chemie AG, angeblich in 20 m Tiefe, Gradabteilungsblatt Nr. 7437 Bruckberg.

Fundschicht: Obere Süßwasser-Molasse, angeblich im Liegenden der Hangendschichten, unmittelbar über der Weißerde (Bentonite).

Alter: Oberes Sarmat bis tieferes Pont.

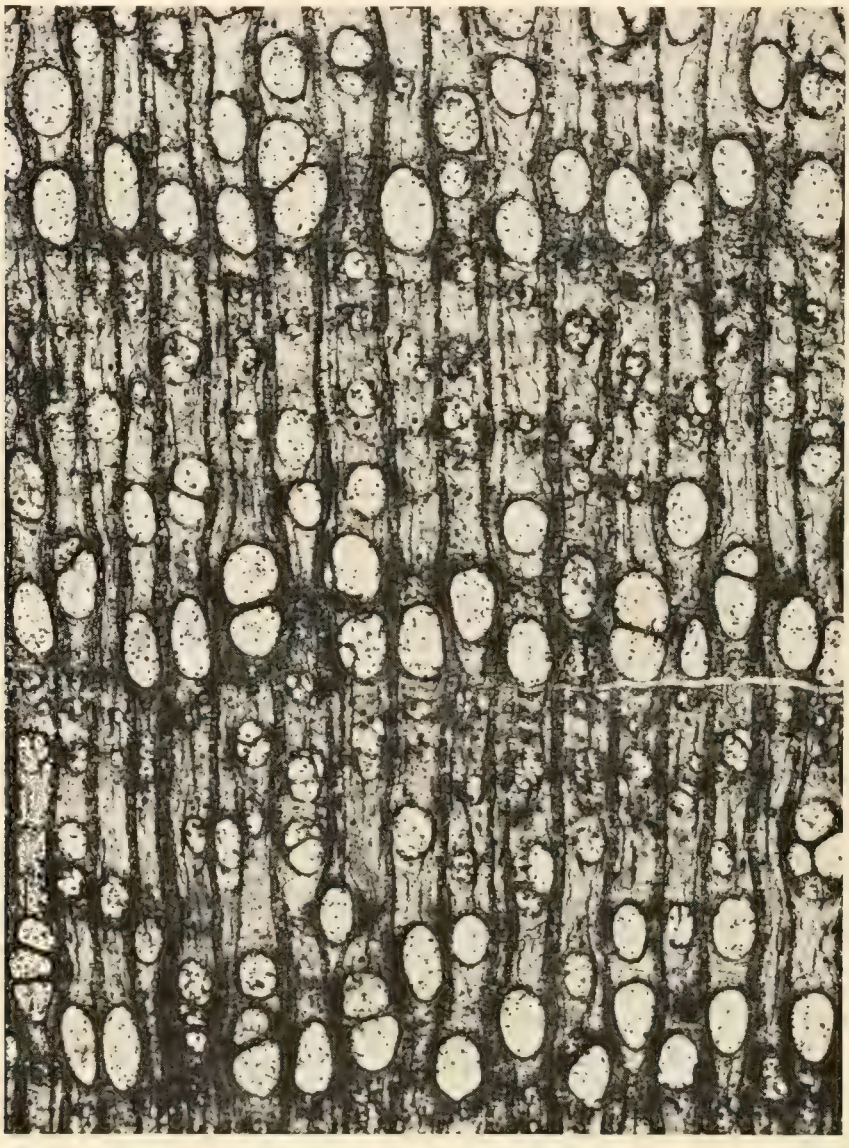


Abb. 2: *Palaeo-Robinixylon zirkelii* (Platen 1908) nov. comb., Querschliff im Bereich von drei Zuwachszonen, Frühholzgefäße mit dünnwandigen Thyllen. — Inventar-Nr. 1975 I 248; 25 ×.

Diagnose: Ringporiges Sekundärholz, Zuwachszonen makroskopisch sichtbar, weitlumige Frühholzgefäße in 2—3—(4) Lagen, einzeln oder in radialen bis schrägen Gruppen zu 2—3 Gefäßen, Frühholzporen dicht mit dünnwandigen Thyllen erfüllt, Gefäßdurchbrechungen ausschließlich einfach, alternierende Tüpfel mit querovalem Porus; Spätholzgefäße in Porennestern, radial oder schräg orientierte Muster bildend, zarte Spiralverdickungen; Parenchym paratracheal, teils stockwerkartig, vertikale Kristallkammer-Schläuche häufig; Holzstrahlen 1—4—(5) Zellen breit, spindelförmig, 4—86 Zellen hoch, homogen; Libriformfasern unseptiert.

## Topographie

Grob ringporiges Holz, bereits makroskopisch an Querschnittflächen erkennbar. Zuwachszonen deutlich, Breite aufeinanderfolgender Zonen, 2,4 — 2,6 — 3,0 — 2,1 — 1,9 — 2,3 — 2,1 — 2,9 — 3,2 — 2,1 — 2,1 — 2,8 — 3,2 —

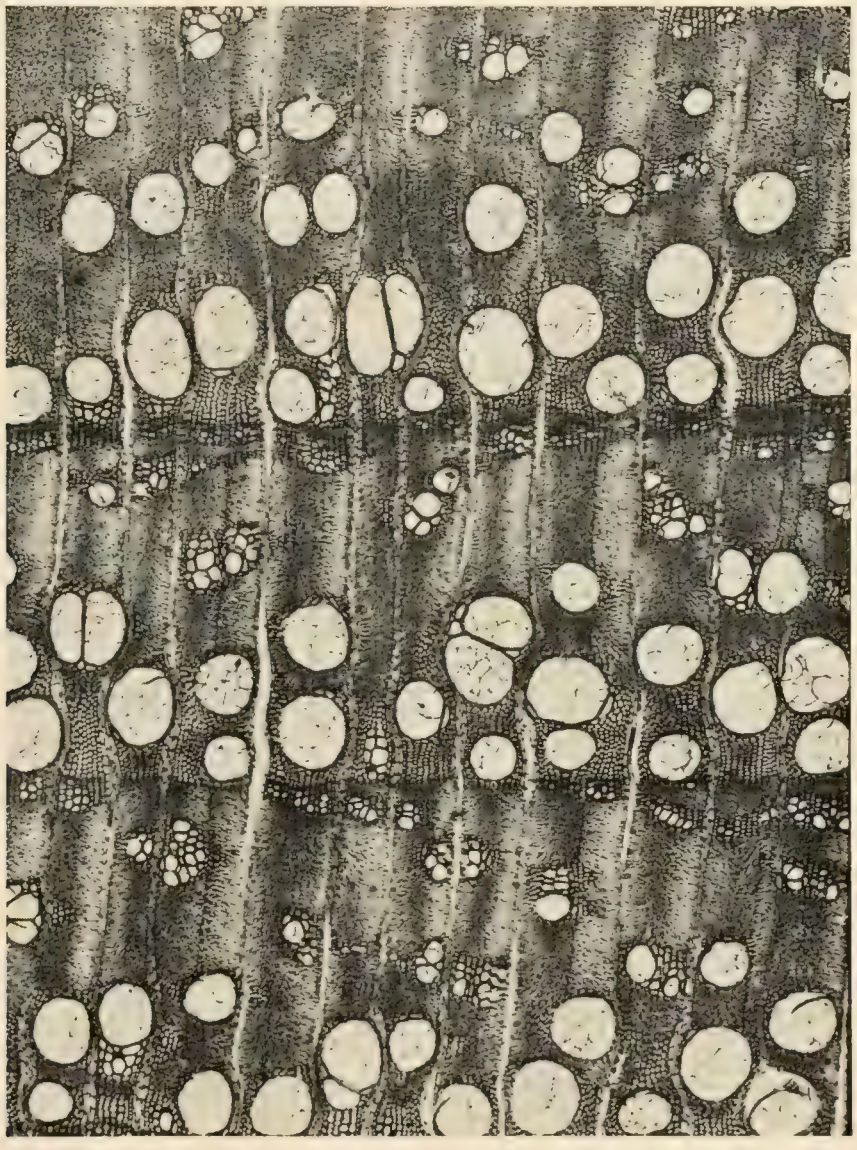


Abb. 3: Querschnitt im Bereich von drei Zuwachszonen von *Robinia pseudacia* L., Heimat Österreich. — Präparat des Instituts für Holzforschung und Holztechnik der Universität München Nr. 1627; 27 ×.

2,9 mm (1,9 — 3,2, Mittel 2,54 mm), Begrenzung der Zuwachszonen durch einen Ring weitlumiger Frühholzporen, Porenkreis aus 2—3 Lagen bestehend. Gefäße (Weitholzgefäße) als mehr oder weniger geschlossener Porenring unmittelbar an der Zuwachsgrenze, Gefäße meist einzeln (75,9%), Zwillingsporen (21,5%), radiale oder schräge Gruppen aus 3 (4) Gefäßen (2,6%), Gefäßdichte im Frühholz 4—8 je mm², viele Gefäße beidseitig an Holzstrahlen grenzend, diese teils zu Ausbuchtungen zwingend, meist ein Gefäß zwischen zwei Holzstrahlen, seltener Porenzwillinge oder Gefäßgruppen, Frühholzporen reichlich von Parenchym umgeben, Übergang zum Spätholz allmählich, an einigen Stellen relativ schroff; Spätholzgefäße nesterartig gehäuft, 3—8—(14) Elemente, von Tracheiden oft kaum unterscheidbar, Gefäßelemente im Querschnitt polygonal, Nester radial, rundlich oder schrägtangential angeordnet, 14—36 je mm², stellenweise spiralige Verdickungen erkennbar, Durchbrechungen der Früh- und Spätholzgefäße einfach, Frühholzgefäße stark verthyllt, Thyllen dünnwandig, Gefäßlumina teils von Zonarquarzen durchsetzt. Holzparenchym paratracheal-vasizentrisch, teils paratracheal-aliform, vertikale Parenchymreihen häufig aus 2—(3) Zellen bestehend, stockwerkartig angeordnet, häufiges Vorkommen von Kristallkammer-Schläuchen, Einzelzelle mit je einem rhombischen Kristall(rest). Tracheidale Elemente teils mit Stockwerkbau. Holzstrahlen gerade verlaufend, 4—6 je mm, 1—5reihig, homogen, Tendenz zu schwacher Heterogenität, bis zu 80 Zellen hoch (70—1750 µm). Libriform bildet die Grundmasse des Holzes, unregelmäßig angeordnet, zwischen zwei Holzstrahlen 2—22, meist 7—18 Holzfasern, Querschnittformen polygonal, unseptiert.

## Holzelemente

Gefäße im Frühholz meist oval, größerer Durchmesser in radialer Richtung, an Berührungsflächen gegenseitig abgeplattet, Einzelgefäße tangential 199—296 µm (Mittel 254 µm, 23 Messungen), tangentialer Durchmesser von Zwillingsporen 203—370 µm (Mittel 292 µm, 46 Messungen), radialer Durchmesser der Zwillingsporen 347—663 µm (Mittel 416 µm, 46 Messungen), Wanddicke 5—11 µm, Spätholzgefäße polygonal, tangential z. B. 53—160 µm, radial 40—119 µm, Wanddicke ca. 5 µm, Perforationen einfach, wenig geneigt, Hoftüpfel alternierend mit querovalem Porus, Durchmesser des Hofes ca. 7 µm. Parenchymzellen tangential z. B. 21—32 µm, vertikal 25—53 µm, Zellen der vertikalen Kristallkammer-Schläuche tangential z. B. 14—25 µm, vertikal 43—57 µm. Holzstrahlzellen liegende Zylinder, radial z. B. 40—57 µm, tangential 11—30 µm, vertikal 17—18 µm, Libriformfasern rundlich bis polygonal, Durchmesser ca. 4—14 µm.

## Bestimmung

Vergleich mit rezenten Hölzern: Ausgeprägte Ringporigkeit, dünnwandige Verthyllung der Frühholzgefäße, spiralverdickte Spätholzgefäße in Porennestern mit Spiralverdickung, homogene Holzstrahlen, Kristallkammer-Schläuche, paratracheales Parenchym in Stockwerken angeordnet, kennzeichnet den vorliegenden Fossilrest. Diese Merkmalskombination, einschließlich alternierender Hoftüpfel mit querovalem Porus, ist den Leguminosen eigen.

Abb. 4: *Palaeo-Robinioxylon zirkelii* (Platen 1908) nov. comb., Radial- und Tagentialschliffe mit Kristallkammer-Schläuchen, Tracheiden und Parenchymzellen teils stockwerkartig. — Inventar-Nr. 1975 I 248.

Rezentes Vergleichsmaterial folgender Gattungen ähnlich strukturierter Holzbautypen wurde verglichen: *Ailanthus, Cercis, Gleditsia, Gymnocladus, Holacantha, Maclura, Morus, Picrasma* und *Robinia*. Größte Übereinstimmung besteht nur mit *Robinia*. Durch das Auftreten von Thyllen beim vorliegenden fossilen Holzrest, kann weder *Cercis* noch *Gleditsia* in Frage kommen. *Gleditsia* unterscheidet sich von *Robinia* zusätzlich durch bis zu 12 Zellen breite Holzstrahlen. Dauerpräparate von *Robinia pseudacacia* L. aus der Sammlung des Instituts für Holzforschung und Holztechnik der Universität konnten mit dem Fossilrest verglichen werden. Die Holzproben stammen u. a. aus Nord-Amerika, England, Rumänien, Österreich und anderen Gebieten Mitteleuropas. Das Studium dieser mikroskopischen Präparate macht deutlich, daß das Kieselholz aus Bruckberg größte Übereinstimmung mit *Robinia pseudacacia* L. besitzt.

Zusätzlich wurden Beschreibungen, Bestimmungsschlüssel und Abbildungen von *Robinia* L. für einen Vergleich herangezogen. Es sind dies Arbeiten folgender Autoren: Bosshard 1974, Boureau 1957, Brazier & Franklin 1961, Chattaway 1956, Göhre 1952 (S. 164—171, Abb. 82—87), Gottwald 1958 (S. 135), Greguss 1959 (S. 218, Taf. 165), Grosser 1977 (S. 142—143), Jacquiot, Trenard & Dirol 1973 (Bd. I, S. 76, Bd. II, Taf. 24), Metcalfe & Chalk 1965 (Bd. I, S. 519—525), Panshin & de Zeeuw 1964 (Bd. I, S. 598—600, Fig. 12 bis 205), E. Schmidt 1941 (S. 68—69).

Nach Abschluß der Bestimmung wurden die Dünnschliffe des Kieselholzes aus Bruckberg Herrn H. Gottwald, Wissenschaftlicher Direktor an der Bundesforschungsanstalt für Forst- und Holzwirtschaft, Institut für Holzbiologie, vorgelegt. In einer eingehenden Überprüfung konnte bestätigt werden, daß das Holz einer fossilen Robinie vorliegt.

Vergleich mit fossilen Hölzern: Die von Platen (1907) beschriebenen Strukturmerkmale und die holzanatomische Nachuntersuchung der Original-Präparate durch Müller-Stoll & Mädel (1967, S. 145—147) von *Cercidoxylon Zirkeli* stimmen in allen entscheidenden Merkmalen mit dem Bautyp des Kieselholzes aus Bruckberg, *Palaeo-Robinioxylon zirkelii* (Platen) nov. comb. überein (Tab. 1). Die Abweichungen innerhalb von Zell- und Gewebestrukturen liegen im Bereich der Variationsbreite artgleicher Baumindividuen.

## 3. Fossile Blatt- und Fruchtreste der Gattung *Robinia* L.

Fossile Makro-Reste der Robinie sind aus tertiären Schichten Mitteleuropas mehrfach belegt. In diesem Zusammenhang wird auf die kritischen Anmerkungen von Kirchheimer (1957, S. 210) und die Miozän-Fundstelle von Öhningen (Heer 1859) verwiesen. Aus der Flora von Gabbro (Italien) liegt *Robinia* in Form von Blattresten vor (Berger 1958). Die umfangreichen Florenlisten der kontinentalen Ablagerungen des Oligo-Miozäns der DDR (Mai 1967) sind ohne Beleg der Gattung *Robinia*. Dies gilt ebenso für die von Kramer (1976, S. 23—30) bearbeitete Flora des Fischbachtones im Tagebau Frechen der Rheinischen Braunkohlenwerke AG. Sichere und fragliche *Robinia*-Reste erwähnt Kilpper (1969, S. 111) in einer Fundliste über Tertiärpflanzen aus dem mittleren und unteren Rheinland. Die Aufschlüsse von Znojmo in Mähren (CSSR) lieferten aus einer tuffitischen Schichtenfolge eine reiche, vorwiegend trockenliebende Flora. Bezeichnend für diese Flora ist eine große Anzahl leguminoser Blattformen, darunter

Tabelle 1. Vergleich der wesentlichen holzanatomischen Merkmale der Holzreste aus Nebraska (USA) und Bruckberg (Niederbayern).

| | *Cercidoxylon Zirkeli* (PLATEN 1908) | *Palaeo-Robinioxylon zirkelii* (PLATEN 1908) nov. comb. |
|---|---|---|
| | Fundort Niobrara River, Nebraska, USA | Fundort Bruckberg, Niederbayern; Inv. Nr. 1975 I 248 |
| Zuwachszonen | 0,75—2 mm makroskopisch sichtbar | 1,9—3,2 mm makroskopisch sichtbar |
| Gefäße des Frühholzes | grob ringporig, stark verthyllt | grob ringporig, stark verthyllt |
| Gruppierung | 2—3—(5) | 2—3—(4) |
| Einzelgefäße, tangential | 90—275 µm | 100—300 µm |
| Hoftüpfel | alternierend, Porus queroval, Durchmesser des Hofes ca. 7 µm | alternierend, Porus queroval, Durchmesser des Hofes ca. 7 µm |
| Gefäße des Spätholzes | in Nestern, Spiralverdickungen | in Nestern zu 3—8—(14), Spiralverdickungen teils erhalten |
| Durchbrechungen der Gefäße | einfach, wenig geneigt | einfach, wenig geneigt |
| Holzstrahlen | homogen, spindelförmig, 1—4—(5) Zellen breit, 4—80 Zellen hoch | homogen, spindelförmig, 1—5 Zellen breit, 4—82 Zellen hoch |
| Libriformfasern | unseptiert | unseptiert |
| Parenchym | vasizentrisch, stockwerkartig, vertikale Reihen aus 2—3 Zellen | vasizentrisch, stockwerkartig, vertikale Reihen teils aus 2—3 Zellen |
| Kristallkammerschläuche | häufig, vertikale Zellreihen, Einzelkristalle | häufig, vertikale Zellreihen |

*Robinia regelii* Heer, 1859 (Knobloch 1969, S. 30 u. 161, Abb. 26—27, Taf. IX, Fig. 6, 6a).

Die Pflanzenwelt der Oligozänzeit lieferte im Alpenvorland (Hausham, Jedling bei Miesbach, Kottern bei Kempten; Dotzler 1938) vielfach Fruchtreste von Leguminosen, die jedoch nach Kirchheimer (1957, S. 210) und Dotzler (1938, S. 40—43) nicht näher bestimmbar sind. In der Literatur werden diese Fruchtreste unter der Bezeichnung *Leguminocarpum* Dotzler geführt.

Während in den umfangreichen fossilen Floren von Massenhausen (Jung 1963), Lerch bei Prienbach (Jung 1968), Achldorf (Jung 1970) und Wackersdorf (Gregor 1978) *Robinia* nicht vorkommt, werden aus den tertiären Pflanzenmergeln der Reisensburg bei Günzburg a. Donau Blattreste von Robinien erwähnt. In der fünf Seiten umfassenden Florenliste bemerkt Rühl (1896, S. 441): „*Robinia Regeli*, Heer. Schön erhaltene Fiederblättchen nicht häufig." Der Schloßberg der Reisensburg wäre somit bis heute die einzige Fundstelle von Blattresten fossiler Robiniengewächse innerhalb jungtertiärer Sedimente Südbayerns.

## 4. Diskussion

Im Fundgebiet des vorliegenden Kieselholzes, östlich des Flusses Abens, umfaßt die Schichtenfolge jungtertiäre Sedimente der Oberen Süßwasser-Molasse mit lokal eingeschalteten Bentoniten und Glastuffen. Sie werden von Kleinschottern und Sanden der Hangendserie bedeckt, die von einem Lößschleier wechselnder Mächtigkeit überzogen ist. Falls die Angaben der Fundumstände zutreffen („ca. 20 m unter der Oberfläche"), käme als Fundschicht des Kieselholzes die Hangendserie in Frage. Nach Dehm (1955) gehört die Hangendserie der „Jüngeren Serie" an. Die gelbbraune bis braunroströtliche Farbe des Kieselholzes stimmt mit der Farbe der Kiese der Hangendserie überein.

Die Robinie ist eine Holzart des warmen Kontinentalklimas, ihre Heimat ist das östliche Nordamerika, vorwiegend das Gebiet zwischen 39—43° nördlicher Breite. *Robinia pseudacacia* L. (Falsche Akazie) bevorzugt lockere, lehmige Sand- und Kalkböden und meidet eindeutig feuchte Standorte. Sie wächst als Lichtholzart auf Steppen- und Flugsandböden, auf Schutthalden und Böschungen.

Bestände tertiärer Robinien besiedelten wahrscheinlich Biotope, die als wärmeliebende, trockenere Areale lichter Wälder mit lockeren Sandböden zu charakterisieren sind. Berücksichtigt man die ökologischen Verhältnisse der großen obermiozänen Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen, so weist die Mehrzahl der eingeschwemmten Landschnecken „auf das Vorhandensein von lichten Wäldern, Buschwerk, krautartigen Pflanzen und totem Laub an den entfernteren Standorten des Hinterlandes hin" (Fahlbusch & Gall 1970). Aufgrund der Gastropode *Cepaea eversa larteti*, nimmt Gall (1972, S. 26) Biotope mit trocken-warmen Standorten und xerothermen Felsen an, Standorte die auch für jungtertiäre Robinien geeignet waren.

Mit dem gut erhalten gebliebenen Kieselholz aus Bruckberg wird erstmals ein mit *Robinia* vergleichbarer Holzrest aus tertiären Schichten des europäischen Festlandes bekannt.

## Dank

Herr H. Mertel, technischer Hauptsekretär, übernahm die Anfertigung der Dünnschliffe. Herrn H. Gottwald, Wissenschaftlicher Direktor an der Bundesanstalt für Forst- und Holzwirtschaft in Hamburg-Lohbrügge, danke ich für fachliche Beratung bei der Überprüfung der Dünnschliffe im Februar 1979, Herrn Prof. Dr. W. Jung für Beratung in Fragen der Nomenklatur.

## Literatur

Andrews, H. N. (1970): Index of Generic Names of Fossil Plants, 1820—1965. — Geological Survey Bulletin, **1300**; Washington.

Berger, W. (1958): Untersuchungen an der obermiozänen (sarmatischen) Flora von Gabbro (Monti Livornesi) in der Toskana. — Palaeontographica Italica, **51**: 1—96; Pisa.

Bosshard, H. H. (1974): Holzkunde I. Mikroskopie und Makroskopie des Holzes. — Basel-Stuttgart (Birkhäuser Verlag).

Boureau, E. (1957): Anatomie végétale, III. — Presses Universitaires de France, Paris.

Brazier, J. D. & Franklin, G. L. (1961): Identification of hardwoods. A microscope key. — For. Prod. Res. Bull. No. 46, H. M. Stationery Office; London.

Chattaway, M. (1956): Crystals in woody tissues. — Tropical Woods, **104**; 100—124; London.

Dehm, R. (1951): Zur Gliederung der jungtertiären Molasse in Südbayern nach Säugetieren. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1951**: 140—152, 3 Abb.; Stuttgart.

Fahlbusch, V. & Gall, H. (1970): Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 1. Entdeckung, Geologie, Faunenübersicht und Grabungsbericht für 1969. — Mitt. Bayr. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **10**: 365—396, 9 Abb., 1 Taf.; München.

Fahlbusch, V., Gall, H. & Schmidt-Kittler, N. (1974): Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 10. Die Grabungen 1970—73. Beiträge zur Sedimentologie und Fauna. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **14**: 103—128, 4 Abb.; München.

Falqui, G. (1907): Su alcune piante fossili Sardegna. — 20 p., 1 tav.; Cagliari-Sassari.

Gall, H. (1972): Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 4. Die Molluskenfauna (Lamellibranchiata, Gastropoda) und ihre stratigraphische und ökologische Bedeutung. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **12**, 3—32, 3 Abb., 1 Tab.; München.

Göhre, K. (1952): Die Robinie und ihr Holz. — Deutscher Bauernverlag, Berlin.

Gottwald, H. (1958): Handelshölzer. — F. Holzmann Verlag, Hamburg.

Gregor, H.-J. (1969): Geologische Untersuchungen im Südost-Viertel des Blattes Mainburg 7336 (Niederbayern). — Unveröff. Diplomarbeit: 1—60, 28 Abb., 1 Profiltaf., 1 geol. Karte, Univ. München.

Gregor, H.-J. (1978): Die miozänen Frucht- und Samen-Floren der Oberpfälzer Braunkohle. I. Funde aus den sandigen Zwischenmitteln. — Palaeontographica, B, **167** (1—3); 8—103, 30 Abb., 15 Taf., 4 Tab.; Stuttgart.

Greguss, P. (1959): Holzanatomie der europäischen Laubhölzer und Sträucher. — Akadémiai Kiadó, Budapest.

Grosser, D. (1977): Die Hölzer Mitteleuropas. Ein mikrophotographischer Lehratlas. — Springer-Verlag, Berlin — Heidelberg — New York.

Heer, O. (1859): Flora Tertiaria Helvetiae III. — Winterthur.

Herold, R. (1970): Sedimentpetrographische und mineralogische Untersuchungen an pelitischen Gesteinen der Molasse Niederbayerns. — 132 S., 21 Abb., Diss. Univ. München.

Holzeigenschaftstafel: Robinie. — Holz als Roh- und Werkstoff, **4**, 47—48; Eberswalde 1941.

Internationaler Code of Botanical Nomenclature: Adopted by the Twelfth International Botanical Congress, Leningrad, July 1975. — Utrecht 1978.

Jacquiot, C., Trenard, D. & Dirol, D. (1973): Atlas d'anatomie des bois des Angiospermes. — Centre Technique du Bois, Paris.

Jung, W. (1963): Blatt- und Fruchtreste aus der Oberen Süßwassermolasse von Massenhausen, Kreis Freising (Oberbayern). — Palaeontographica, B, **112** (4—6): 119—166, 2 Abb., 4 Taf., 8 Tab., 1 Beil.; Stuttgart.

Jung, W. (1968): Pflanzenreste aus dem Jungtertiär Nieder- und Oberbayerns und deren lokalstratigraphische Bedeutung. — 25. Ber. naturw. Ver. Landshut: 43—72, 8 Taf.; Landshut.

Jung, W. (1970): Eine reiche Fundstelle obermiozäner Pflanzenreste in der Oberen Süßwassermolasse Südbayerns. — N. Jb. Geol. Paläont., **1970**: 542—548; Stuttgart.

Kilpper, K. (1969): Verzeichnis der im mittleren und unteren Rheinland gefundenen Großreste von Tertiärpflanzen (von 1821—1968). — 148 S., 1 Karte, Ruhrland- und Heimatmuseum Essen.

Kirchheimer, F. (1957): Die Laubgewächse der Braunkohlenzeit. — VEB Wilhelm Knapp Verlag, Halle/Saale.

Knobloch, E. (1969): Tertiäre Floren von Mähren. — Moravské Museum Brno; Brno.

Kramer, K. (1974): Fossile Pflanzen aus der Braunkohlenzeit. Die obermiozäne Flora des unteren Fischbachtones im Tagebau Frechen bei Köln. — Mitt. Dtsch. Dendrol. Ges., **67**: 199—233, 36 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

Mai, D. H. (1967): Die Florenzonen, der Florenwechsel und die Vorstellungen über den Klimaablauf im Jungtertiär der Deutschen Demokratischen Republik. — Abh. zentr. Geol. Inst., **10**: 55—81, 4 Abb., 2 Taf., 1 Tab.; Berlin.

Metcalfe, C. R. & Chalk, L. (1950): Anatomy of the Dicotyledons. — 2 Bde., 1500 S., 317 Abb.; Oxford.

Müller-Stoll, W. R. & Mädel, E. (1967): Die fossilen Leguminosen-Hölzer. Eine Revision der mit Leguminosen verglichenen fossilen Hölzer und Beschreibungen älterer und neuer Arten. — Palaeontographica, B, **119**: 4—6, 95—174, 13 Abb., 14 Taf., 1 Tab.; Stuttgart.

Panshin, A. J. & de Zeeuw, C. (1964).: Textbook of Wood Technology, Vol 1. — New York.

Platen, P. (1908): Untersuchungen fossiler Hölzer aus dem Westen der Vereinigten Staaten von Nordamerika. — 155 S., 3 Taf., Diss. Univ. Leipzig.

Prakash, U., Barghoorn, E. S. & Scott, E. A. (1962).: Fossil wood of *Robinia* and *Gleditsia* from the Tertiary of Montana. — Amer. J. Bot., **49**: 692—696, 13 Abb.; Baltimore.

Prakash, U. (1968): Miocene Fossil Woods from the Columbia Basalts of Central Washington, III. — Palaeontographica, B, **122** (4—6): 183—200, 7 Abb., 3 Taf., 2 Tab.; Stuttgart.

Rühl, F. (1896): Beiträge zur Kenntnis der tertiären und quartären Ablagerungen in Bayerisch-Schwaben. — Ber. naturwiss. Ver. Schwaben und Neuburg, **32**: 329—490; Augsburg.

Schmidt, E. (1941): Mikrophotographischer Atlas der mitteleuropäischen Hölzer. — Verlag J. Neumann, Neudamm.

Webber, I. E. (1933): Woods from the Ricardo Pliocene of Last Chance Gulch, California. — Publ. Carnegie Inst., **412**: 113—134, 5 Taf.; Washington.

## Tafelerklärungen

### Tafel 22

*Palaeo-Robinioxylon zirkelii* (Platen 1908) nov. comb.

Fig. 1: Querschliffbild im Bereich von zwei Zuwachszonen. Schliff 1975 I 248; 25 ×.
Fig. 2: Querschliffbild im Bereich einer Zuwachsgrenze, Spätholzgefäße in Porennestern, Frühholzgefäße mit dünnwandigen Thyllen. Schliff 1975 I 248; 50 ×.

### Tafel 23

*Palaeo-Robinioxylon zirkelii* (Platen 1908) nov. comb.

Fig. 1: Tangentialschliff, Frühholzgefäße mit Tüpfeln, Durchbrechungen einfach, wenig geneigt. Schliff 1975 I 248; 260 ×.
Fig. 2: Tangentialschliff, Holzstrahlen homogen, Holzfasern unseptiert; achtzelliger, vertikaler Kristallkammer-Schlauch mit Kristallen einen Holzstrahl tangierend. Schliff 1975 I 248; 250 ×.
Fig. 3: Tangentialschliff, homogene Holzstrahlen, Kristallkammer-Schläuche und stark verthylltes Gefäß. 1975 I 248; 50 ×.
Fig. 4: Tangentialschliff, Spätholzgefäß, homogene Holzstrahlen und Gefäß mit dünnwandigen Thyllen. 1975 I 248; 50 ×.

| Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 19 | 187—194 | München, 15. 12. 1979 |

# Die Herkunft der Mungo-Kreide Conodonten

Von Reinhard Förster*

Mit einem Beitrag von Karsten Weddige*)

Mit Tafel 24

Kurzfassung

Die Conodonten-Fauna Diebel's aus der vermeintlichen Mungo-Kreide stammt aus dem oberen Ladinium von Mora de Ebro in Spanien. Bei dem für die stratigraphische Einstufung wichtigen Ammoniten handelt es sich nicht um einen kretazischen *Benueites spinosus* Reyment, sondern um ein schlecht erhaltenes Exemplar von *Protrachyceras vilanovae* (Mojsisovics), einen bisher nur aus dem oberen Ladinium von Katalonien und Menorca bekannt gewordenen Trachyceraten. Die Conodonten-Fauna der *Protrachyceras*-führenden Bank entspricht in ihrer quantitativen Zusammensetzung vollkommen der Fauna Diebel's. Der Trias-Ammonit geriet in der Berliner Sammlung durch nicht mehr rekonstruierbare Vorgänge in das oberkretazische Material vom Mungo River.

Abstract

The origin of Diebel's conodont-bearing ammonite is not the supposed Turonian of western Africa but the Upper Ladinian of northeastern Spain. The ammonite, on which the Upper Cretaceous age of the conodont fauna was based, turned out to be a badly preserved specimen of *Protrachyceras vilanovae* (Mojsisovics), a species known only from the Upper Ladinian of Catalonia and Menorca. The conodont fauna from the *Protrachyceras*-bearing layer corresponds exactly to that of Diebel. The specimen erroneously got into the collection of the ammonites from the Mungo River.

## Einleitung

Seit Diebel (1956) seine Conodonten aus der Oberkreide von Kamerun veröffentlichte, war das in seinem Alter wie auch geographisch außerordentlich isolierte Vorkommen problematisch geblieben und hatte zu unterschiedlichen, teils phylo-

*) Dr. R. Förster, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2; Dr. K. Weddige, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2.

genetischen, teils paläogeographischen Hypothesen geführt. Neigte man zunächst mehr zu einer Deutung als ein endemisches Reliktvorkommen (Lindström 1964, Müller 1966), so setzte sich im Laufe der Zeit mit der zunehmenden stratigraphischen Aussagekraft der Trias-Conodonten immer mehr die Vorstellung einer Umlagerung durch (Mosher 1967; Müller & Mosher 1971; Ziegler & Lindström 1975). Die von Diebel beschriebenen Conodonten erwiesen sich nicht nur als typische Mitteltrias-Formen, sondern seine *Epigondolella ? mungoensis* wurde sogar zum Index-Conodonten für die *mungoensis*-Zone des oberen Ladinium. Diebel selbst glaubte aufgrund der Erhaltung allerdings eine Aufarbeitung und Umlagerung ausschließen zu können.

Mit diesen Fragen nach Alter und Umlagerung hatten sich ausnahmslos Conodonten-Experten befaßt. Die paläogeographischen Konsequenzen — eine Aufarbeitung und Umlagerung mariner Trias-Fossilien im Kerngebiet des Gondwana-Kontinentes — fanden in der modernen Gondwana-Literatur keinen Niederschlag und sind mit dem heutigen Kenntnisstand kaum in Einklang zu bringen.

Der Zerfall von Ost- und West-Gondwana und damit das Eindringen des Meeres in die marginalen Bereiche des heutigen Ost- und West-Afrika ist wesentlich jünger (Förster 1975, 1978). Mitteltriassische Conodonten-Faunen sind bislang weder von West- noch von Ostafrika bekannt geworden; sie fehlen überhaupt auf dem gesamten Gondwanakontinent — mit Ausnahme des nördlichen, von der Tethys aus überfluteten Schelfbereiches (McTavish 1975). Hier liegen auch die nächsten Vorkommen mariner Trias und die nächstgelegensten Conodonten-Fundpunkte: SE-Tunesien in ca. 3200 km Entfernung (bisher noch keine Conodonten bekannt), die Betische Cordillere in Südspanien in ca. 3700 km Entfernung vom Mungo River (Boogaard & Simon 1973), und die zentrale Negev in Israel (Huddle 1970, Hirsch 1972) und das angrenzende Gebiet auf Sinai (Eicher & Mosher 1974) in ca. 3900 km Entfernung.

Eigene stratigraphisch-paläobiogeographische Untersuchungen in der Kreide SE-Nigerias waren der Anlaß, der Frage nach der Herkunft erstmals auch an der Typlokalität nachzugehen. Das Profil am Mittellauf des Mungo River wurde Mitte März 1978 mit einem Boot abgefahren, und es wurden — soweit es der durch erste Regenfälle im Hinterland bereits ansteigende Wasserstand erlaubte — Fossilmaterial aufgesammelt und Proben genommen, insbesondere vom unteren Turon, dem stratigraphischen Niveau von *Benueites spinosus* Reyment. Keine der Proben, weder vom Mungo River noch von SE-Nigeria lieferten Conodonten.

## Die geographisch-geologische Situation des Unterturon am Mungo River

Der Mungo River durchschneidet in einem annähernd gradlinigen N-S-Verlauf auf ca. 3 km zwischen Mundame und Ndoh Beach eine Folge flach mit ca. 5° nach SSW einfallender Sandsteine, die nach 2,5 km in eine Wechsellagerung von Sandsteinbänken und Schiefertonen übergeht; im oberen Teil ist eine Bankfolge mit mehreren Kalksteinbänken eingeschaltet. Wechselnd mächtige Ablagerungen des saisonalen Hochwassers und eine üppige tropische Vegetation bedecken weitgehend die Uferbankette; die anstehenden Gesteine sind nur an wenigen Stellen aufgeschlossen. Kalke sind hier wie auch im gesamten Mungo-Profil und in der Oberkreide von SE-Nigeria nur in einem geringen Umfang vertreten, wenngleich das Material in

den Sammlungen (vgl. RIEDEL, Liste S. 9—11) ein anderes Verhältnis vortäuscht. Es überwiegen bei weitem Sandsteine und Tonschiefer. Nur einzelne Bänke weisen einen höheren Kalkgehalt auf; reine Kalksteinbänke sind sehr selten, meist nur als geringmächtige (10—20 cm) Einschaltungen in den mergeligen Partien der Tonschiefer, wo sie u. a. als Lumachellenkalk mit Flachwasserfaunen auf Flachwasserverhältnisse hinweisen. Für das Turon, auf dessen tieferen Abschnitt (oberes Unterturon) die Gattung *Benueites* beschränkt ist, trifft das im Mungo-Profil ganz besonders zu. Diese wenigen Kalkbänke, die bereits von WOHLTMANN und WILSING Mitte der 1890er Jahre, 1897/98 von ESCH und 1907—1909 von GUILLEMAIN abgesammelt wurden, lieferten die von KOENEN (1897, 1898), SOLGER (1904), GUILLEMAIN & HARBORT (1909) und abschließend von RIEDEL (1932) bearbeiteten Turon-Faunen. Sie sind in die Literatur als Wohltmann-Bank und Elefantenbank eingegangen. Die Bankfolge ist ca. 1,5 km nordöstlich der Eisenbahnbrücke Mbanga—Ediki, dem Boot-Liegeplatz von Ndoh Beach (ca. 4° 31′ 14″ N; 9° 30′ 52″ E) leicht zugänglich und ist nochmals in der großen Schleife des Mungo River nördlich der Brücke angeschnitten. GUILLEMAIN (1909, Abb. 3, S. 43; S. 408—412, Profil I und II möglicherweise auch III) nahm ein detaillierteres Profil auf, wobei sein Profil I auf der Lageskizze zu weit nach N eingetragen ist und südlich des kleinen Zuflusses, etwa auf Höhe des Profil II liegen müßte (REYRE, Abb. 2). Hier konnten neben den von KOENEN, SOLGER und RIEDEL beschriebenen normal- bis riesenwüchsigen *Hoplitoides*-Vertretern auch Reste von *Romaniceras* aff. *deverioide* (GROSSOUVRE) aufgesammelt werden. Diese kleine Fauna weist ebenso wie das Vorkommen von *Kamerunoceras eschii* (SOLGER), *Watinoceras guentherti* REYMENT und *W. hesslandi* REYMENT an der gleichen Stelle (mündliche Mitteilung REYMENT) auf ein oberunterturones Alter dieser Bänke hin. Die auf Foraminiferen/Ostracoden entnommenen Proben der Tonschiefer wie auch die auf Conodonten angesetzten Proben der einzelnen Kalkbänke waren steril.

## Zuordnung und Herkunft des Conodonten-liefernden Ammoniten

Für die Einstufung der DIEBEL'schen Conodonten-Fauna in das Unterturon entscheidend war seinerzeit die durch REYMENT erfolgte Ansprache des Ammoniten als *Benueites spinosus* REYMENT (1957: 58, Taf. 8, Fig. 2). Schon vor der Abreise war das schlecht erhaltene Stück, das nach DIEBEL (1956: 436) die Hauptmenge der Mungo-Conodonten geliefert hatte, für einen Faziesvergleich von Berlin ausgeliehen worden. Bereits nach der ersten Überprüfung mußte seine afrikanische Herkunft wie seine Zuordnung bezweifelt werden: der schlecht erhaltene Rest erinnerte sowohl in der Fazies wie im Habitus eher an einen Ceratiten aus dem germanischen Muschelkalk als an einen Acanthoceraten aus der westafrikanischen Oberkreide.

Die Gattung *Benueites* ist nach REYMENT (1971) im oberen Unterturon von Kamerun, Nigeria, Marokko, NE-Brasilien, Trinidad und Kolumbien verbreitet. REYMENT's (1955: 57) Gattungsdiagnose lautet „compressed, moderately evolute ammonites with flat flanks and arched venters, with a narrow sulcus, deep on the earlier whorls, but gradually becoming shallower. The flanks bear dense sigmoidal ribs and feeble umbilical, and upper and lower ventrolateral, tubercles, the strength of which vary greatly with the species. Sutur simple." *B. spinosus* zeichnet sich durch seine kräftigere Skulptur aus, die an *Watinoceras* erinnert, und durch einen weniger komprimierten, breiteren Windungsquerschnitt.

Das schlecht erhaltene Berliner Stück zeigt folgende Merkmale: relativ eng genabelt; Windungsquerschnitt gerundet hochrechteckig, größte Breite an der Nabelkante; steil abfallende Nabelwand; Externseite mit seichter Medianfurche; Skulptur aus ca. 12 sigmoidalen, prorsiradiat verlaufenden Primärrippen mit kräftigen Umbilikalknoten an der Nabelkante, und 1—3 eingeschalteten z. T. aus dem Umbilikalknoten hervorgehenden Sekundärrippen. Extern auf Haupt- wie Nebenrippen zwei schwache Marginalknoten, wobei der äußere, clavate Knoten dominiert. Auf den Hauptrippen, etwa auf der Flankenmitte, nur leicht angedeutete Lateralknoten. Sutur ceratitisch, mit ganzrandigen Sätteln und zerschlitztem Lobengrund.

Die Skulptur mit vier Knotenreihen, besonders aber die ceratitische Lobenlinie widerspricht der Gattungsdiagnose von *Benueites*. Sie weist vielmehr auf einen Vertreter der Ceratitina hin, dem Gesamthabitus nach auf einen Trachyceraten.

Bei dem vermeintlichen Mungo-Kreide Ammoniten handelt es sich um ein Exemplar von *Protrachyceras vilanovae* (Mojsisovics), einer bisher nur aus dem oberen Ladinium von Mora de Ebro und Alfara (Virgili: 417, Taf. 5, Abb. 2) und Menorca (Schmidt 1936: 111) bekannt gewordenen Art.

Da bereits von Hirsch (1966, 1972) Conodonten-Faunen aus dem katalonischen Muschelkalk beschrieben worden sind, die in ihrer Zusammensetzung mit *Epigondolella ? mungoensis* (Diebel) und *Pseudofurnishius murcianus* (van den Boogaard) der Diebel'schen Fauna weitgehend entsprechen, war die Wahrscheinlichkeit, daß auch der fragliche Ammonit aus Spanien stammte, sehr groß.

Ein Besuch der Berliner Sammlung im Juni 1978 ergab, daß in der Sammlung Esch kein weiteres Stück in der abweichenden Muschelkalk-Fazies vorhanden ist. Das anhaftende Gestein aller übrigen Ammoniten zeigt Fasziesverhältnisse, wie sie am Mungo River beobachtet worden waren. Andererseits stellte sich bei der Suche nach vergleichbarem Trias-Material heraus, daß um die Jahrhundertwende durch Philippi Ammoniten von Mora de Ebro in die Berliner Sammlung gelangt waren. Philippi (1900) hatte zwar in der März-Sitzung der deutschen geologischen Gesellschaft über die Fauna von Mora de Ebro berichtet, jedoch nichts veröffentlicht, vermutlich wegen seiner Habilitation im Jahre 1901 und der anschließenden Teilnahme an der deutschen Südpolarexpedition im August 1901. Ein Vergleich mit Philippi's spanischem Material zeigte, daß der fragliche Ammonit in der Erhaltung und in der Fazies weitgehend übereinstimmte (Taf. 24, Fig. 1—4).

Eigene Aufsammlungen, die daraufhin im April 1979 in der katalonischen Trias und besonders im Raum von Mora de Ebro durchgeführt wurden, brachten die endgültige Bestätigung. Es wurden Exemplare von *Protrachyceras vilanovae* (Mojs.) aufgesammelt, die in Habitus, Erhaltung und Fazies dem Conodonten-liefernden Stück entsprechen. Der Ammoniten-führende Horizont — eine 10 cm mächtige Bank innerhalb einer über hundert Meter mächtigen Folge — enthält eine Conodonten-Fauna, die in ihrer Zusammensetzung der Fauna Diebel's gleicht.

Der klassische Fundpunkt und die Typlokalität — ein Steinbruch etwa 2,5 km östlich Camposines an der Straße nach Mora de Ebro — wurde längst aufgelassen und ist inzwischen teilweise zugewachsen. In den steilstehenden, verfalteten Schichten (Wurm 1914: 564, Abb. 14; Virgili 1958: 58 ff., Abb. 6, III) gelang kein Fossilfund. Wesentlich bessere Aufschlußbedingungen herrschen ca. 2 km östlich oberhalb der Ermita de Sta. Magdalena. Hier sind in einer annähernd horizontal lagernden Folge Schichten vom unteren Muschelkalk bis in den unteren Jura aufgeschlossen (Virgili, Abb. 8). Entgegen Virgili's Angaben setzt der obere Muschelkalk bereits

mindestens 30 m unterhalb der Dolomit-Basis ($M_{3c}$ bei VIRGILI) ein. Die *Protrachyceras*-Bank liegt etwa 18 m unterhalb der vom Dolomit gebildeten Steilstufe. Sie läßt sich in diesem Niveau über eine Distanz von mehr als 25 km nach Osten bis Colldejou verfolgen, oft als eine in der Morphologie gut erkennbare Kante.

Wie konnte es zu dieser Verwechslung kommen? Darüber lassen sich heute nur noch Vermutungen anstellen. Nach freundlicher Mitteilung der Herren JAEGER und HELMS muß das fragliche Stück bereits sehr früh in die Sammlung ESCH geraten sein. Heute stehen die beiden Sammlungen über mehrere Schrankreihen entfernt auseinander. Während des Krieges waren beide nicht ausgelagert, so daß es damals kaum zu einer falschen Einordnung hatte kommen können.

Möglicherweise gelangte der Ammonit bereits um die Jahrhundertwende irrtümlich in das afrikanische Material; denn zwischen der Inventarisierung der beiden Sammlungen liegen nur zwei Jahre. Der einzige Hinweis im Eingangsbuch, der sich auf Aufsammlungen in der spanischen Trias durch PHILIPPI bezieht, ist eine Eintragung im Jahre 1899 unter den Nummern 830—842: „Ammoniten aus (der) Trias von Spanien, ded. Philippi." Die tatsächliche Zahl aller Bruchstücke in der Sammlung ist zwar größer; vermutlich wurden nur die vollständigeren Exemplare gezählt. Die Sammlung ESCH wurde 1901 unter den Nummern 543—1261 inventarisiert. Ein nicht mehr rekonstruierbarer Zufall war für die zeitlich wie räumlich problematische Einstufung verantwortlich.

## Conodonten-faunistische Sicht

(K. WEDDIGE)

In ihrer quantitativen Zusammensetzung ähnelt die Conodonten-Fauna der Protrachyceraten-Bank sehr genau der von DIEBEL (1956) beschriebenen:

| Form | Bezeichnung nach DIEBEL | Zahl der Exemplare in Probe | |
|---|---|---|---|
| | | DIEBEL 1956 | Mora de Ebro |
| a | *Polygnathus mungoensis* n. sp. | weit über 100 | 708 |
| b | *Spathognathodus?* sp. inc. | 8 | 12 |
| c | *Apatognathus ziegleri* n. sp. | 42 | 121 |
| d | *Metalonchodina* cf. *bidentata* | mehr als 20 | 59 |
| e | *Prioniodella* cf. *decrescens* | ? | 4 |
| f | *Hindeodella* sp. | ? | 13 |
| g | *Roundya* n. sp. A | 5 | 11 |
| h | *Lonchodina* sp. | 6 | 17 |
| i | *Prioniodina* sp. | ? | 6 |
| k | *Ozarkodina* sp. indet. A | mehr als 3 | 11 |
| l | *Ozarkodina* sp. indet. B | ? | 33 |

(? = keine Angaben in DIEBEL, 1956)

Eine Auszählung auf dieser taxonomischen Grundlage stößt bei den astförmigen Conodonten (= Formen c bis l) auf Schwierigkeiten, da die von DIEBEL beschriebenen und abgebildeten Formen zum Teil Bruchstücke sind oder inzwischen als synonym erkannt wurden. Revidiert nach KOZUR & MOSTLER (1972), ZIEGLER (1977) und RAMOVS (1977) haben beide Faunen folgende formtaxonomische Zusammensetzung:

| | |
|---|---|
| *Epigondolella? mungoensis* (Diebel, 1956) | — Form a |
| *Pseudofurnishius murcianus* van den Boogaard, 1966 | — Form b |
| *Enantiognathus ziegleri* (Diebel, 1956) | — Form c |
| *Neohindeodella sulcodentata* (Budurov, 1962) | — Form d |
| *Hindeodella (Metaprioniodus) suevica* (Tatge, 1956) | — Form e |
| *Hindeodella* sp. | — Form f |
| *Hibbardella magnidentata* (Tatge, 1956) | — Form g |
| *Prioniodina muelleri* (Tatge, 1956) | — Form h |
| *Prioniodina norica csopakensis* Kozur & Mostler, 1972 | — Form i |
| *Ozarkodina tortilis tortilis* Tatge, 1956 | — Form k (partim) |
| *Ozarkodina tortilis diebeli* Kozur & Mostler, 1972 | — Form l (partim) |
| *Ozarkodina? torta* (Mosher, 1968) | — Form k (partim) |

Das Gewicht der Conodonten-höffigen Proben ist von Diebel nicht angegeben worden. Es betrug jedenfalls mehr als 150 g (Diebel 1956: 424). Die ausgezählte Fauna von Mora de Ebro wurde aus 3,27 kg Gestein der *Protrachyceras*-Lage gewonnen, die als einzige der beprobten Schichten 300 Conodonten pro kg geliefert hat. Zwar führen auch andere Kalkbänke Conodonten, sie sind aber mit bis zu 10 Conodonten pro kg Kalkstein bedeutend fossilärmer.

Auffällig an dem quantitativen Vergleich ist das deutlich ungleiche Zahlenverhältnis von *E.? mungoensis* zu *P. murcianus* sowohl in der Fauna Diebel's als auch in der Probe von Mora de Ebro. Als Plattform-Conodonten gehörten beide Formtaxa verschiedenen Multielement-Apparaten an (siehe Ramovs 1977), deren Träger sich in ihrer vertikalen und lateralen Verbreitung differenziert hatten. So konnte Hirsch (1972: 820) innerhalb des Ladinium des mediterranen Raumes eine Zone mit *P. murcianus* und darüber eine Zone mit *E.? mungoensis* feststellen. Dazwischen liegt eine Zone, die durch das gemeinsame Auftreten beider Plattform-Conodonten gekennzeichnet ist. Die vorliegende Fauna wäre demnach dem oberen Teil dieser Übergangszone zuzuordnen, nach Hirsch (1972) dem unteren Langobardium, als *P. murcianus* in den Faunen bereits weitgehend von *E.? mungoensis* verdrängt worden war.

Biogeographisch gesehen treten beide Plattform-Conodonten nur im mediterranen Bereich gemeinsam auf, wobei sich die spanischen Faunen durch eine *E.? mungoensis*-Dominanz (von mindestens 58%) auszeichnen, im Gegensatz zu den Faunen von Israel mit einer deutlichen *P. murcianus*-Dominanz (hierzu zusammenfassend Ramovs 1977: 380—382).

Damit läßt sich auch nach Conodonten-faunistischen Gesichtspunkten das stratigraphische Niveau und das Herkunftsgebiet der Faunen von Diebel mit genügender Sicherheit eingrenzen und die durch megafaunistische und paläogeographischen Daten gewonnenen Ergebnisse bestätigen. Eine detailliertere Untersuchung insbesondere der Conodonten-Faunen ist in Vorbereitung.

## Danksagungen

Für die freundliche Unterstützung durch Ausleihe und Auskünfte danke ich den Herren Prof. Dr. H. Jaeger und Dr. J. Helms, Museum für Naturkunde, Berlin, den Herren Prof. Dr. L. Via und Prof. Dr. S. Calzada, Museo Geológico del Seminario de Barcelona, und Herrn Prof. Dr. R. Reyment, Uppsala.

## Literatur


Boogaard, M. van den & Simon, O. J. (1973): *Pseudofurnishius* (Conodonta) in the Triassic of the Betic Cordilleras, SE-Spain. — Scripta Geol. **16**: 1—23, 2 Taf., 10 Abb.; Leiden.

Diebel, K. (1956): Conodonten in der Oberkreide von Kamerun. — Geologie **5**: 424—445, Taf. 1—6, 2 Abb., Berlin.

Eicher, D. B. & Mosher, L. C. (1974): Triassic conodonts from Sinai and Palestine. — J. Paleont. **48**: 727—739, 2 Taf., 2 Abb.; Tulsa.

Förster, R. (1975): The geological history of the sedimentary basin of southern Mozambique, and some aspects of the origin of the Mozambique Channel. — Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. **17**: 267—287, 10 Abb.; Amsterdam.

Förster, R. (1978): Evidence for an open seaway between northern and southern proto-Atlantic in Albian times. — Nature **272** (Nr. 5649): 158—159, 1 Abb.; London.

Guillemain, C. & Harbort, E. (1909): Profil der Kreideschichten am Mungo. — Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F. **62**: 405—432; Berlin.

Hirsch, F. (1966): Sobre la presencia de conodontes en el Muschelkalk Superior de los Catalanides. — Espana Inst. Geol. Min., Notas y Comun. **90**: 85—92, 1 Taf.; Madrid.

Hirsch, F. (1972): Middle Triassic Conodonts from Israel, Southern France and Spain. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **21**: 811—828, 2 Taf.; Innsbruck.

Huddle, J. W. (1970): Triassic conodonts from Israel. — U.S. Geol. Surv., Prof. Pap. **700-B**: 124—130, 2 Abb.; Washington.

Koenen, A. von (1897): Über Fossilien der Unteren Kreide am Ufer des Mungo in Kamerun. — Abh. königl. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., N. F. **1**: 1—48, 4 Taf.; Berlin.

Koenen, A. von (1898): Nachtrag zu Über Fossilien der Unteren Kreide am Ufer des Mungo in Kamerun. — ebenda N. F. **1**: 49—65, Taf. 5—7; Berlin.

Kozur, H. & Mostler, H. (1972): Die Conodonten der Trias und ihr stratigraphischer Wert. I. Die „Zahnreihen-Conodonten" der Mittel- und Obertrias. — Abh. Geol. Bundesanst., **28**: 1—36, 15 Taf.; Wien.

Lindström, M. (1964): Conodonts. — 196 S., 64 Abb.; Amsterdam (Elsevier).

McTavish, R. A. (1975): Triassic Conodonts and Gondwana Stratigraphy. — Gondwana Geology, papers presented at the Third Gondwana Symposium, Canberra, Australia 1973 (K. S. W. Campbell edit.), S. 481—490, 4 Abb.; Canberra.

Mojsisovics, E. v. (1882): Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. — Abh. k. k. geol. Reichs-Anst. **10**: 1—322, 94 Taf.; Wien.

Mosher, L. C. (1967): Are there post-Triassic conodonts? — J. Paleont. **41**: 1554—1555; Tulsa.

Müller, K. J. (1966): Some remarks on the youngest conodonts. — Proc. 2nd W. African Micropaleont. Coll. Ibadan: 137—141, 1 Taf.; Ibadan.

Müller, K. J. & Mosher, L. C. (1971): Post-Triassic conodonts. — Geol. Soc. Amer., Mem. **127**: 467—470; New York.

Philippi, E. (1900): Die Trias-Fauna von Mora de Ebro. — Z. dt. geol. Ges. **52**, Verh., S. 37 (Vortragstitel); Berlin.

Ramovs, A. (1977): Skelettapparat von *Pseudofurnishius murcianus* (Conodontophorida) im Mitteltrias Sloweniens (NW Jugoslawien). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **153**: 361—399, 8 Abb.; Stuttgart.

Reyment, R. A. (1955): The Cretaceous Ammonoidea of Southern Nigeria and the Southern Cameroons. — Geol. Surv. Nigeria Bull. **25**: 1—112, 25 Taf., 46 Abb.; London.

Reyment, R. A. (1957): Über einige Wirbellose Fossilien aus Nigerien und Kamerun, Westafrika. — Palaeontographica A **109**: 41—70, Taf. 7—11, 7 Abb.; Stuttgart.

Reyment, R. A. (1971): Vermuteter Dimorphismus bei der Ammonitengattung *Benueites*. — Bull. geol. Inst. Univ. Uppsala N. S. **3** (1): 1—18, 10 Taf., 5 Abb.; Uppsala.
Reyre, D. (1966): Histoire géologique du bassin de Douala (Cameroun). — In: Reyre, D. (Edit.): Bassins Sédimentaires du Littoral Africain. Ass. Géol. Afr.: 143—161, 14 Abb., Paris.
Riedel, L. (1932): Die Oberkreide vom Mungofluß in Kamerun und ihre Fauna. — Beitr. geol. Erforschung dt. Schutzgebiete **16**: 1—154, 33 Taf., 47 Abb.; Berlin.
Schmidt, M. (1936): Fossilien der spanischen Trias. — Abh. Heidelberger Akad. Wiss. math.-naturwiss. Kl. **22**: 1—140, 6 Taf., 66 Abb.; Heidelberg.
Solger, F. (1904): Die Fossilien der Mungokreide in Kamerun und ihre geologische Bedeutung mit besonderer Berücksichtigung der Ammoniten. — Beitr. Geol. Kamerun, S. 83—242, Taf. 3—5, 76 Abb.; Stuttgart.
Virgili, C. (1958): El Triásico de los Catalánides. — Bol. Inst. Geol. Min. Espana **69**: 1—856, 17 Taf., 96 Abb.; Madrid.
Wurm, A. (1914): Beiträge zur Kenntnis der iberisch-balearischen Triasprovinz. — Verh. naturhist.-medizin. Ver. Heidelberg, N. F. **12**: 477—598, Taf. 19—20, 16 Abb.; Heidelberg.
Ziegler, W. (1977): Catalogue of Condonts **3**, 574 S., 39 Taf., 17 Abb.; Stuttgart.
Ziegler, W. & Lindström, M. (1975): Fortschrittsbericht Conodonten. — Paläont. Z. **49**: 565—598, 2 Abb.; Stuttgart.

## Tafelerklärungen

### Tafel 24

Fig. 1—4: *Protrachyceras vilanovae* (Mojsisovics); oberes Ladinium (oberer Muschelkalk), Mora de Ebro, Katalonien, Spanien.

Fig. 1: Beleg Diebel, 1956: 436; Original zu Reyment 1957: 58, Taf. 8, Fig. 2 „*Benueites spinosus* Reyment"; aufgelassener Steinbruch 2,5 km östlich Camposines an der Straße nach Mora de Ebro: Paläont. Mus. Berlin, MB.-C.532. × 0,95.

Fig. 2—4: Ermita de Sta. Magdalena, 6 km westlich Mora de Ebro; Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. BSP 1979 1—3; Fig. 2 × 2, Fig. 3—4 × 1.

| Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. | 19 | 195—197 | München, 15. 12. 1979 |
|---|---|---|---|

# Sohlmarken an steilstehenden Konglomeraten der Bunten Molasse als Liegend/Hangend-Anzeiger

Von Hans Karl Zöbelein*)

Mit 1 Abbildung

In tektonisch stark gepreßten Teilen der Bunten Molasse des nördlichen Alpenvorlandes stehen die Schichten steil bis saiger oder sogar überkippt. Hier können Rinnenfüllungen, welche die zugeführten Schotter in ihrer feinkörnigen, mergeligen oder sandigen Unterlage bildeten, Hinweise auf das Liegende oder Hangende geben. Die Nagelfluhbänke sind an ihrer Unterseite oft flachwellig oder flachkuppig. Sie setzen im allgemeinen glatt oder feinkörnig ein und nehmen gegen das Hangende an Geröllgröße zu. Wo Flußeinschnitte eine Anzahl von Nagelfluhen erschließen, ist meist unschwer zu entscheiden, ob deren Sohlmarken ober- oder unterstrom liegen. Manchmal zeigen auch Sandsteinbänke Sohlmarken gegen Mergelschichten.

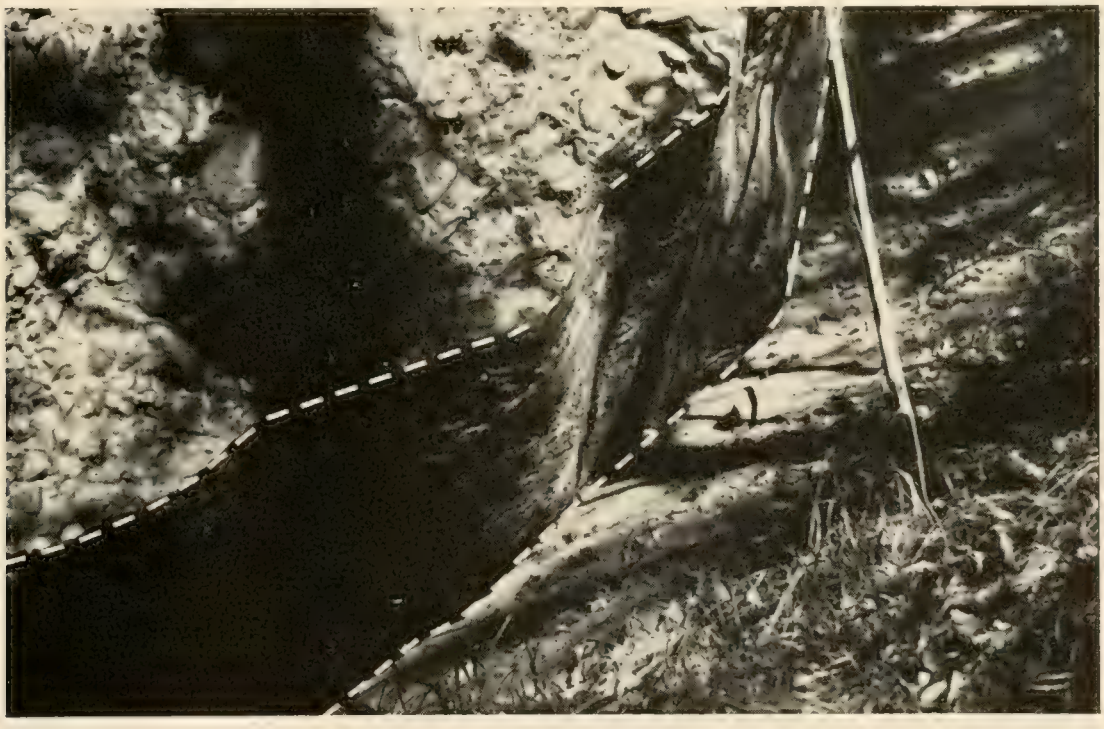


Abb. 1: Wellige Sohlmarken (weiß umgrenzt) auf der Oberstromseite eines Konglomerates am rechten Lechufer westlich Riesen, Blatt 1:25 000 Nr. 8231 Peiting. Länge des Zollstocks etwa 1 m.

*) Dr. Hans K. Zöbelein, Arnpeckstr. 10, 8000 München 90.

Der Kern der Murnauer Mulde des Ammerprofils sollte nach M. Richter (1940: 16) und Zöbelein (1952 b: 620) im Bereich der Soyermühle, nach Höfle & Kuhnert (1969: 94) etwas südlich davon zu suchen sein (Blatt 1: 25 000 Nr. 8331 Bayersoien). Die Sohlmarken der Nagelfluhen liegen indes Ammer-abwärts bis 300 m nordwestlich der Soyermühl-Brücke (bzw. 240 m quer zum dortigen Streichen) auf der Oberstromseite und erst von dort an auf der Unterstromseite. Hier liegt also der Muldenkern, in der Ammerschlucht nahe einem großen Findling aus Flysch-Kieselkalk im Flußbett und einer großen Rutschnische am rechten Ammerhang; topographisch gesehen etwa westlich des südlichsten Teiles des Grundbauern-Hofes (Einzelhof am Rand der rechten Ammerleite). Ohne die Kenntnis des Muldenkerns ist ein Versuch, die Mächtigkeiten der Muldenflügel genauer zu ermitteln und evtl. deren Konglomerate zu koordinieren, nicht möglich.

Zwischen den steilstehenden oder überkippten Nagelfluhen bei der Soyermühle und dem Muldenkern fallen die Konglomerate z. B. 70, 120 und 170 m NW der Soyermühl-Brücke zwischen 15 und 40° nach S ein. Ihre Sohlmarken liegen auf der Unterstrom- (=N-) Seite. Sie sind also nur schräggestellt und wahrscheinlich nach N zu aufgeschuppt.

Das Wörth-Konglomerat im Staffelsee bei Murnau (Oberbayern) liegt nach Hagn & Zeil (1954) im Kern der Murnauer Molassemulde. Eine Überprüfung dieser seiner Lage mittels der Sohlmarken blieb ergebnislos, da keine feinkörnigen Grenzschichten aufgeschlossen waren.

Wo Repetitionsschichtung in Form einer Aufeinanderfolge von steilstehenden Konglomeraten, Sandsteinen und Mergeln wie etwa in der Subalpinen Molasse des westlichen Allgäus vorliegt (siehe E. Kraus 1923; Zöbelein 1952 a: 56 f., dort weitere Literatur; Schiemenz 1960: 44 f.), ist der Muldenkern außerdem an der Umkehr der obigen Schichtenfolge zu erkennen.

An steilstehenden Schichten der marin/brackischen Molasse der Peißenberger Mulde hat Rothpletz (1904) Liegendes und Hangendes mittels der Wellenrippel unterschieden.

## Schriftenverzeichnis


Hagn H. & Zeil, W. (1954): Der Geröllbestand der jungkattischen Konglomerate im Staffelsee bei Murnau (Oberbayern) und seine Bedeutung für die Paläogeographie der subalpinen Molasse. — Geol. Jb., **69**: 537—598, 1 Abb., Taf. 40—44; Hannover.

Höfle, H.-C. & Kuhnert, C. (1969): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 8331 Bayersoien; etc. — 122 S., 25 Abb., 2 Tab., 3 Beil.; München (Bayer. Geol. Landesamt).

Kraus. E. (1923): Sedimentationsrhythmus im Molassetrog des bayerischen Allgäu. — Abh. naturforsch. Ges. Danzig, **1**: 1—25, 1 Abb.; Danzig.

Richter, M. (1940): Die Gliederung der subalpinen Molasse. — N. Jb. Mineral. etc., **83**, Beil.-Bd. B: 1—45, 9 Abb., 1 Textbeil., 1 Tabellenbeil.; Stuttgart.

Rothpletz, A. (1904): Die fossilen oberoligocänen Wellenfurchen des Peissenbergs und ihre Bedeutung für den dortigen Bergbau. — Sitz.-Ber. k. Bayer. Akad. Wiss., math.-phys. Kl., **34**: 371—382, Taf. 2; München.

Schiemenz, S. (1960): Fazies und Paläographie der Subalpinen Molasse zwischen Bodensee und Isar. — Beih. geol. Jb., **38**: 119 S., 23 Abb., 17 Tab., 6 Taf.; Hannover.

Zöbelein, H. K. (1952 a): Die Bunte Molasse bei Rottenbuch (Obb.) und ihre Stellung in der Subalpinen Molasse. — Geologica Bavarica, **12:** 86 S., 9 Abb., 1 Fossilliste, 1 Lageplan; München.

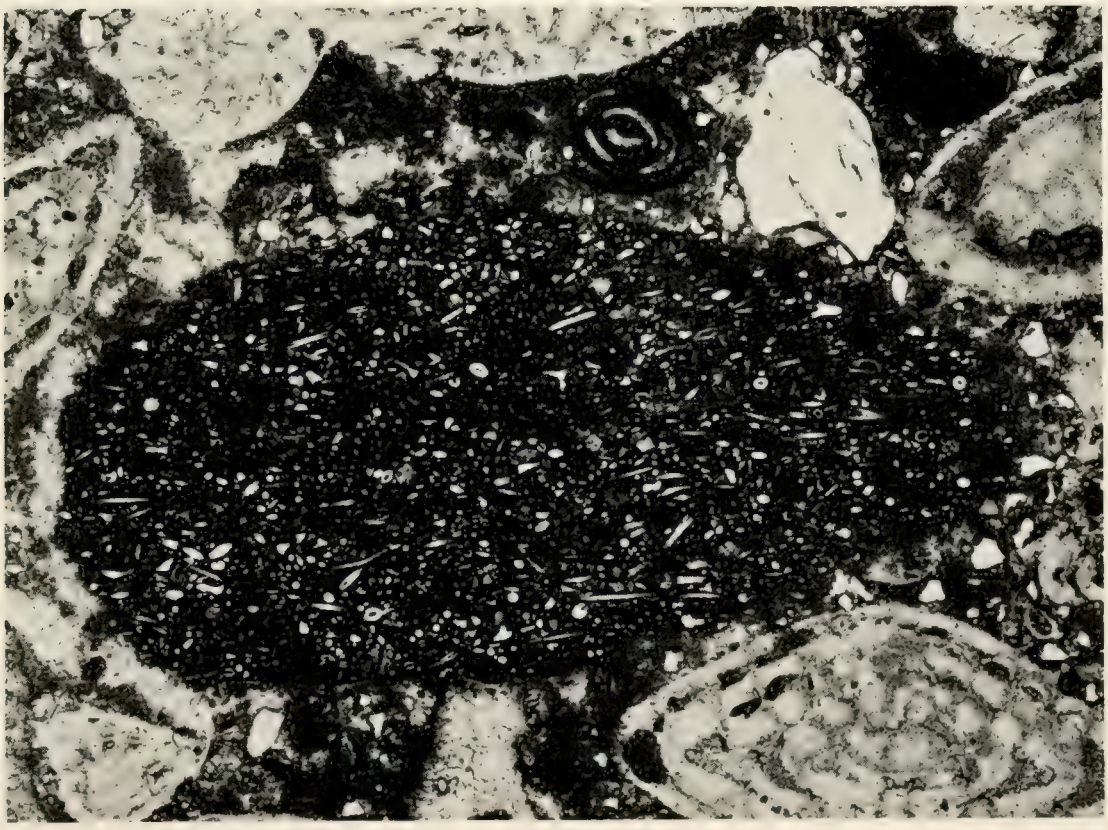
Zöbelein, H. K. (1952 b): Beiträge zur Kenntnis der Faltenmolasse im westlichen Oberbayern. — Erdöl u. Kohle, **5:** 617—623, 2 Tab.; Hamburg.

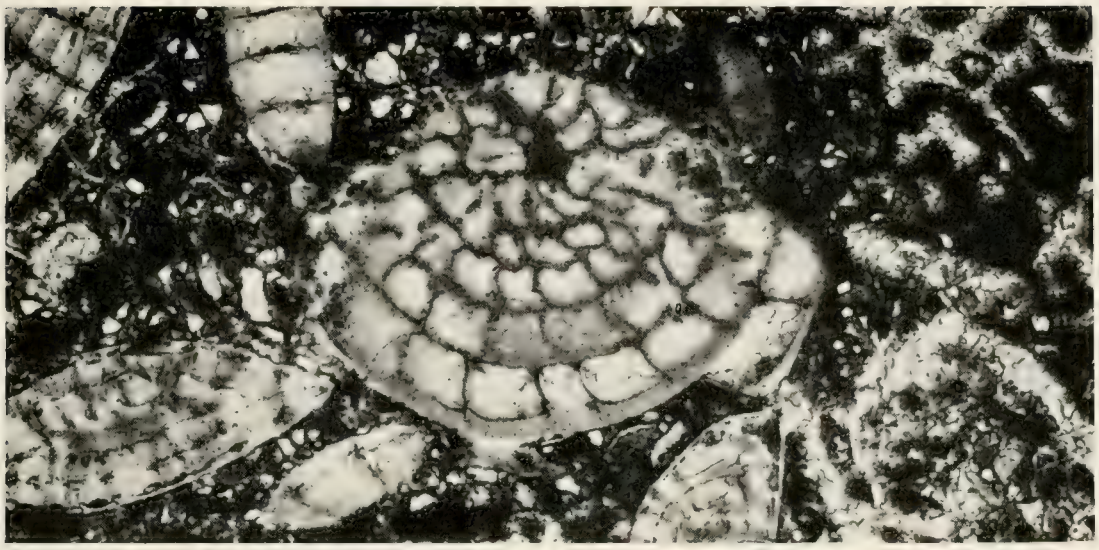
# Anhang

Tafel 1 bis 24

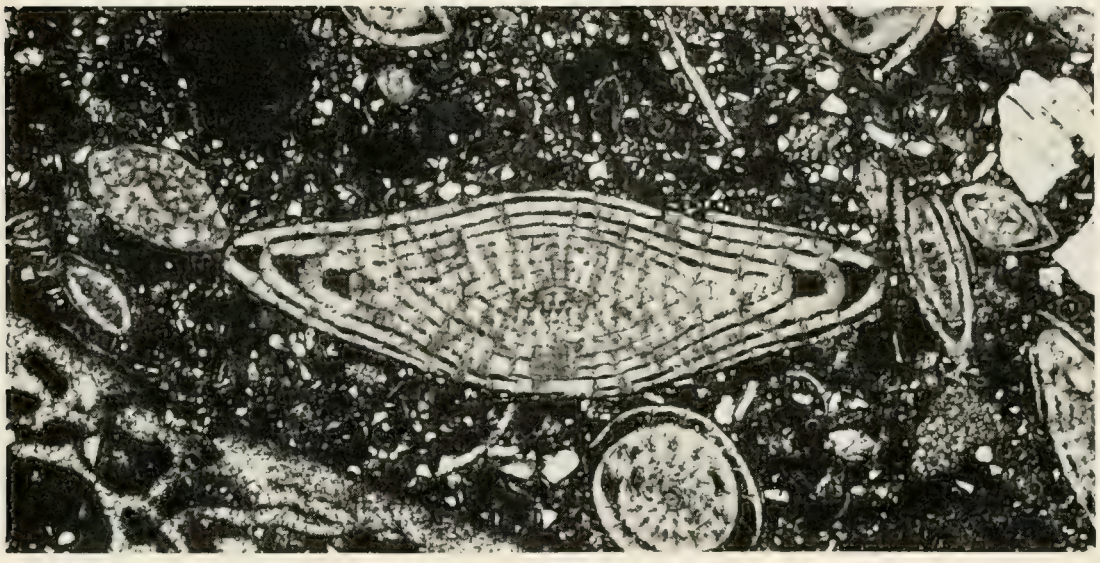
1

2



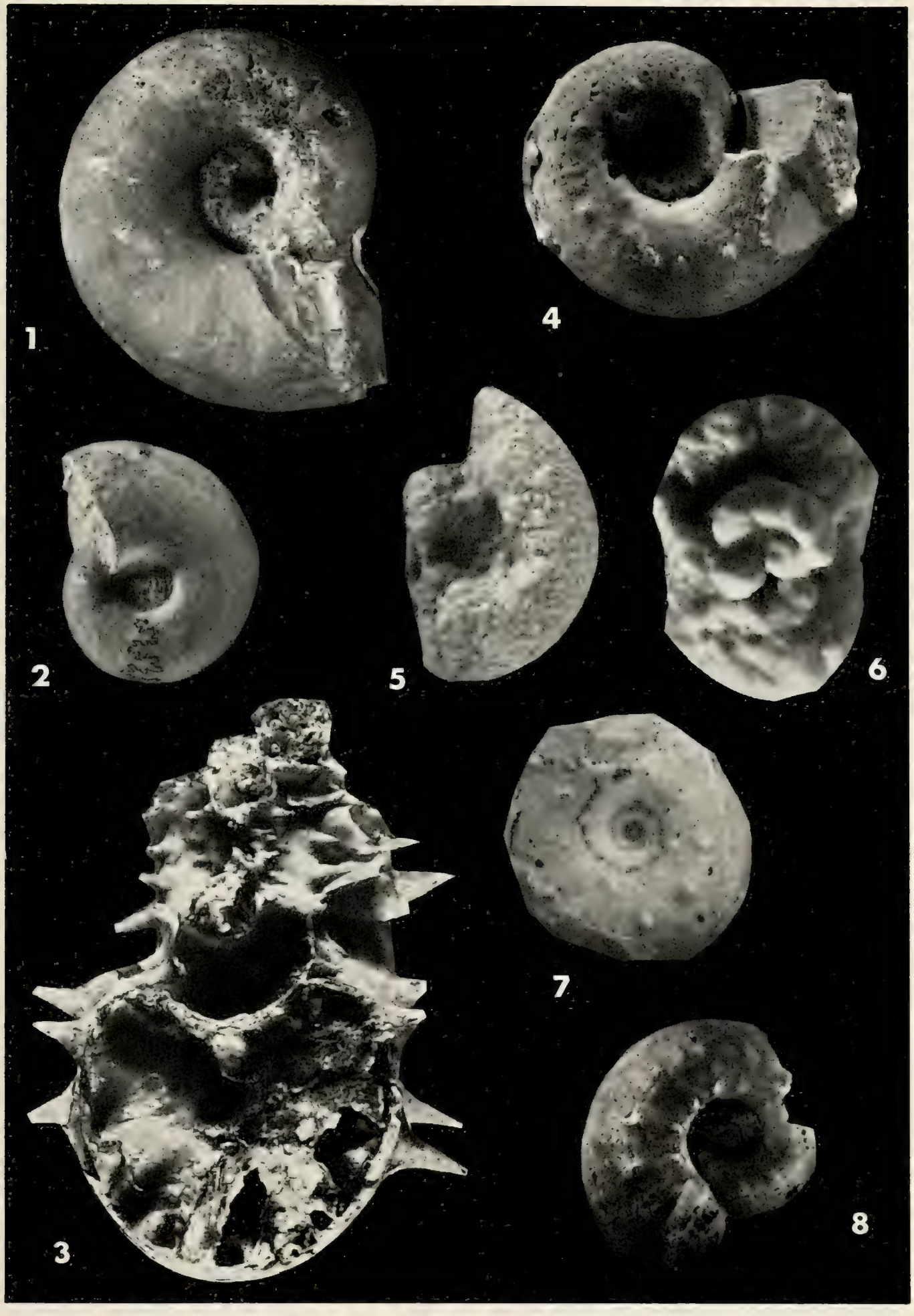


1

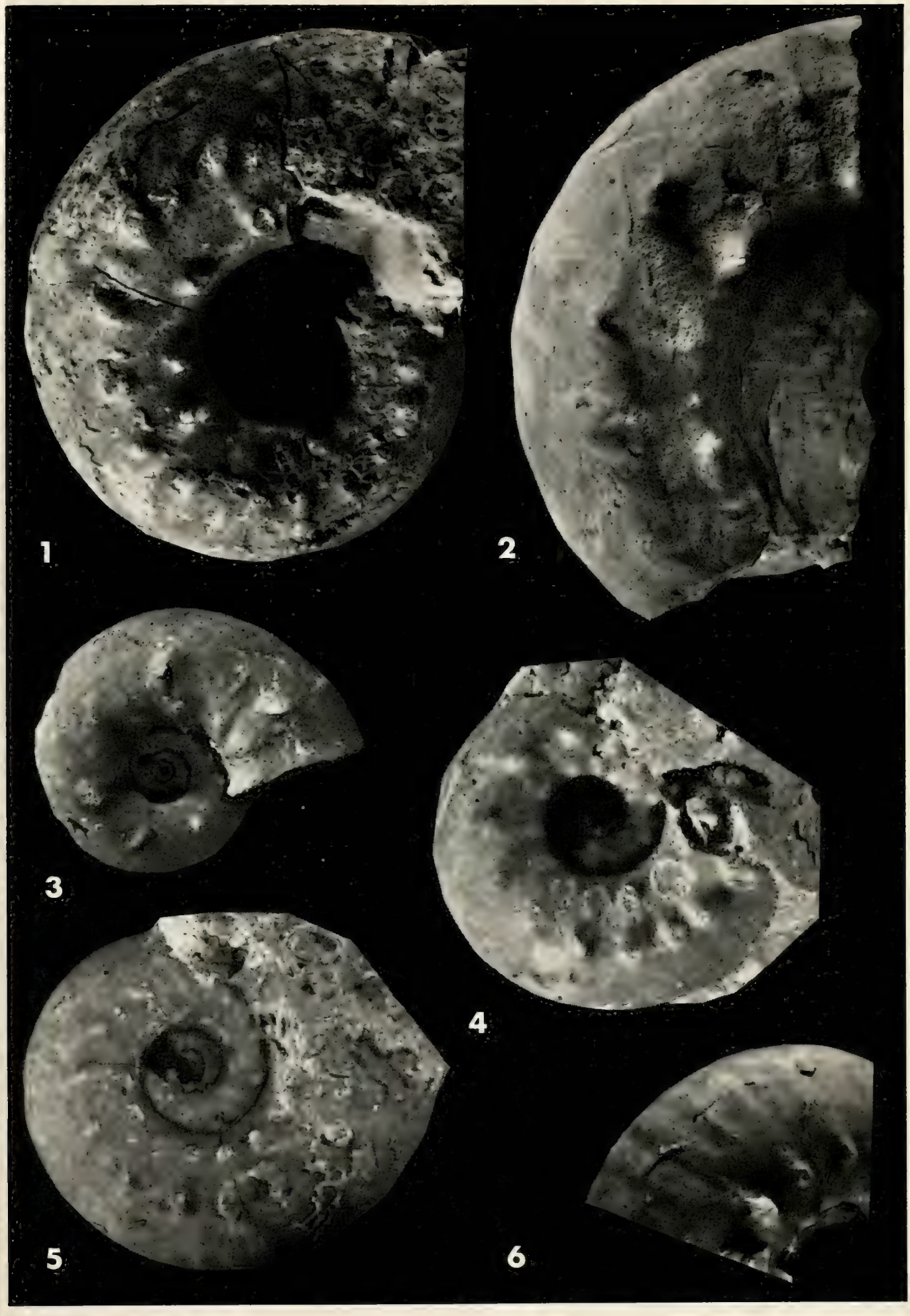


2

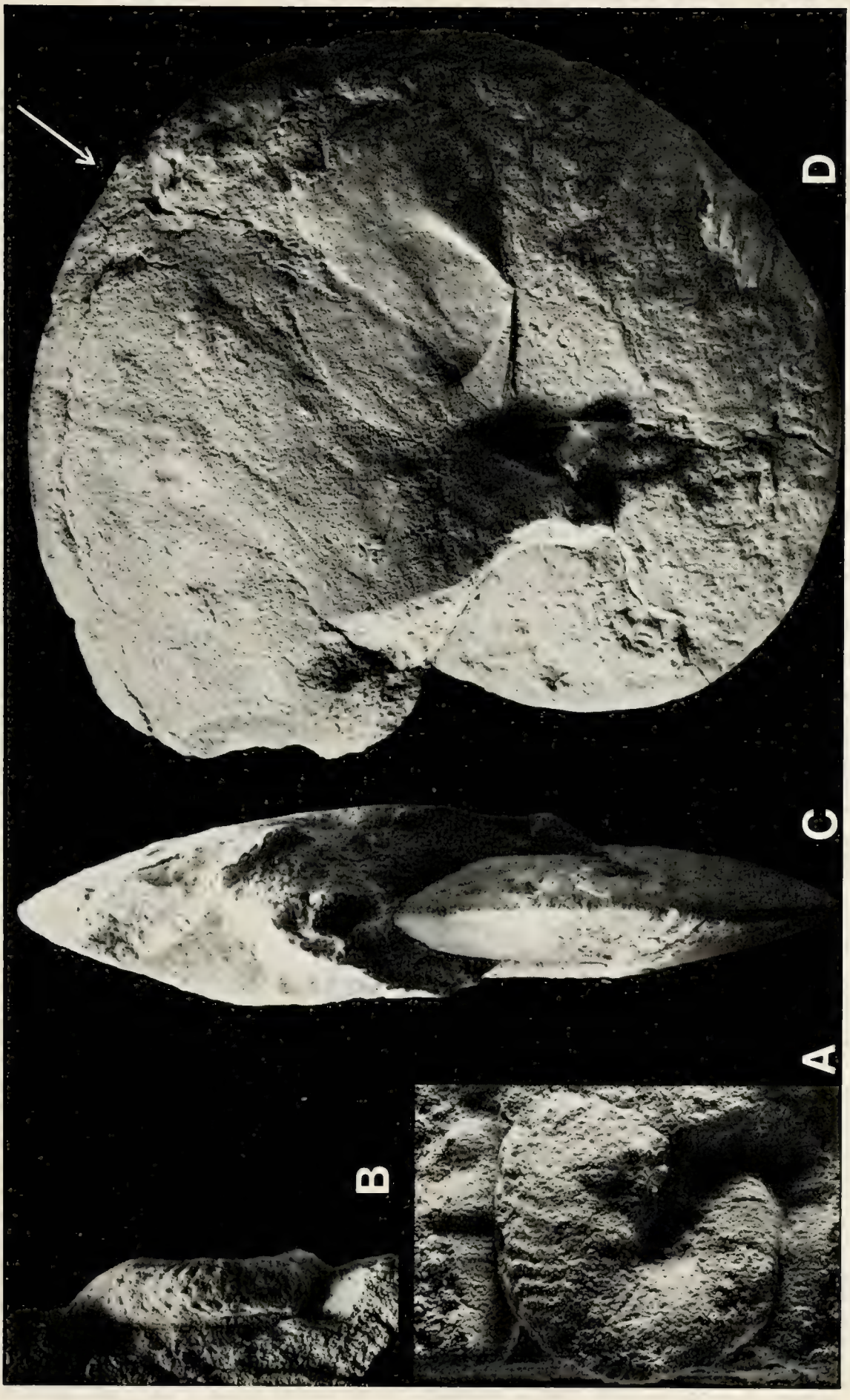
3

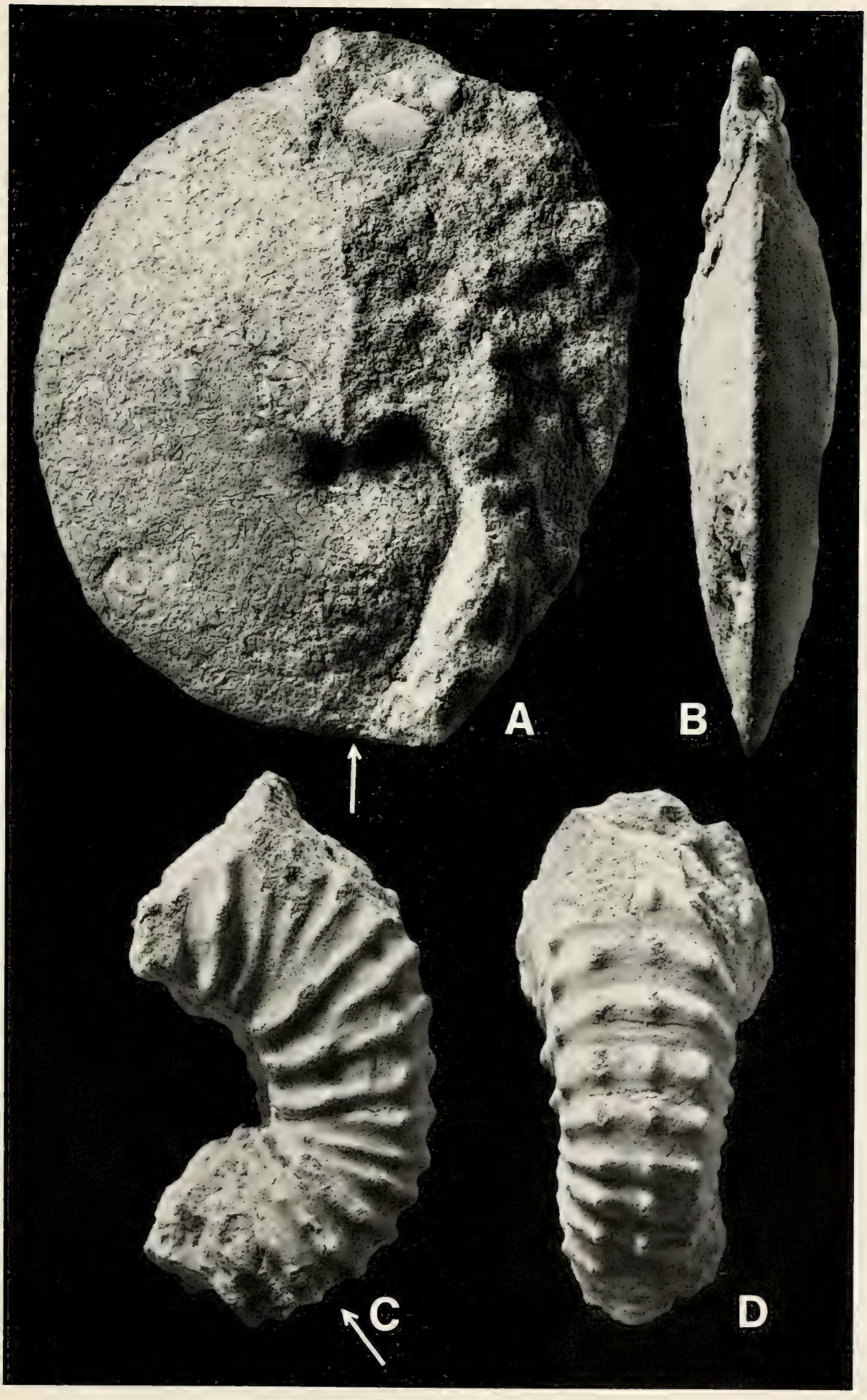



Schairer, G. & K. W. Barthel: Die Cephalopoden von Laisacker. Tafel 3

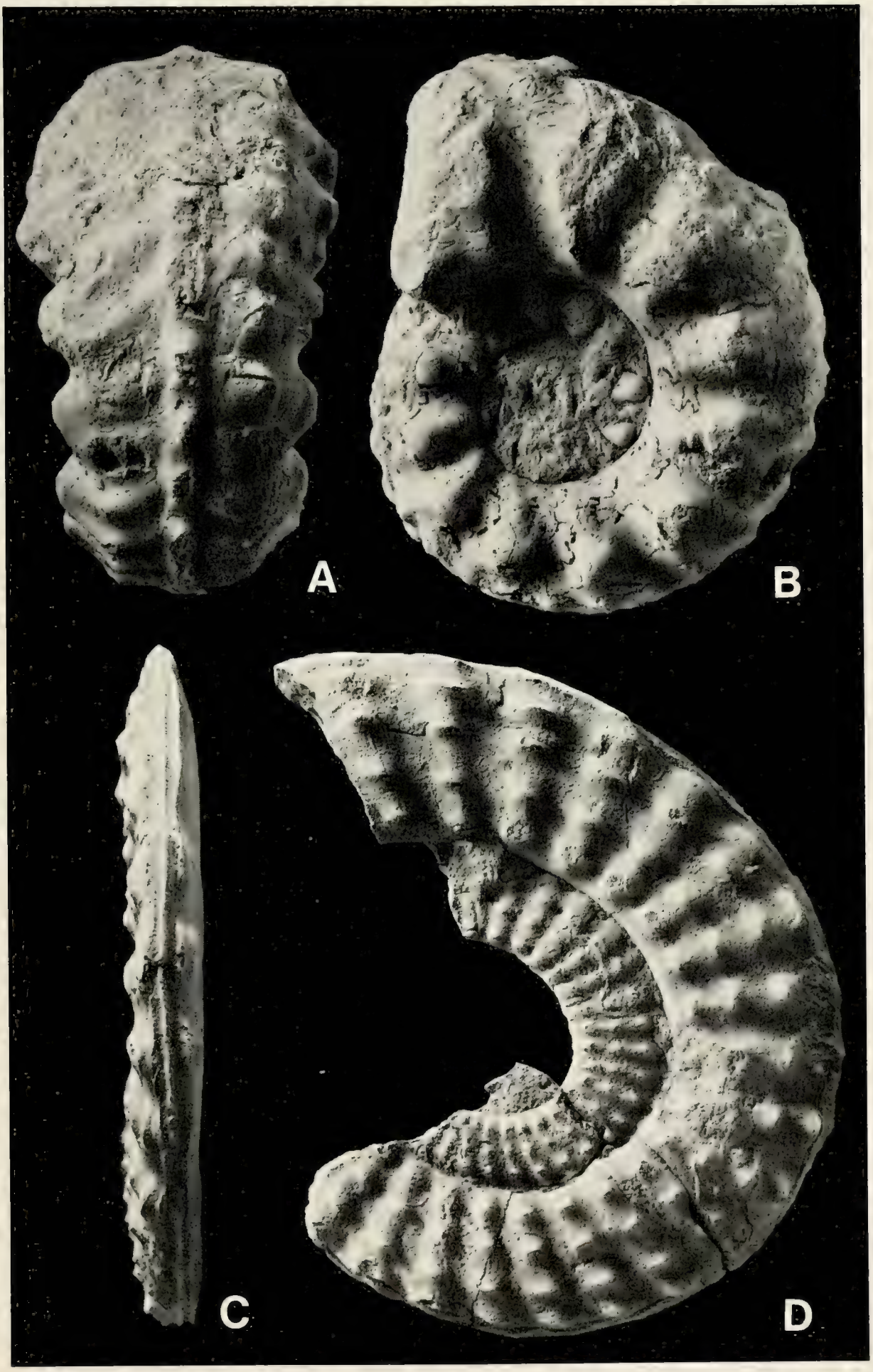



Schairer, G. & K. W. Barthel: Die Cephalopoden von Laisacker. Tafel 4

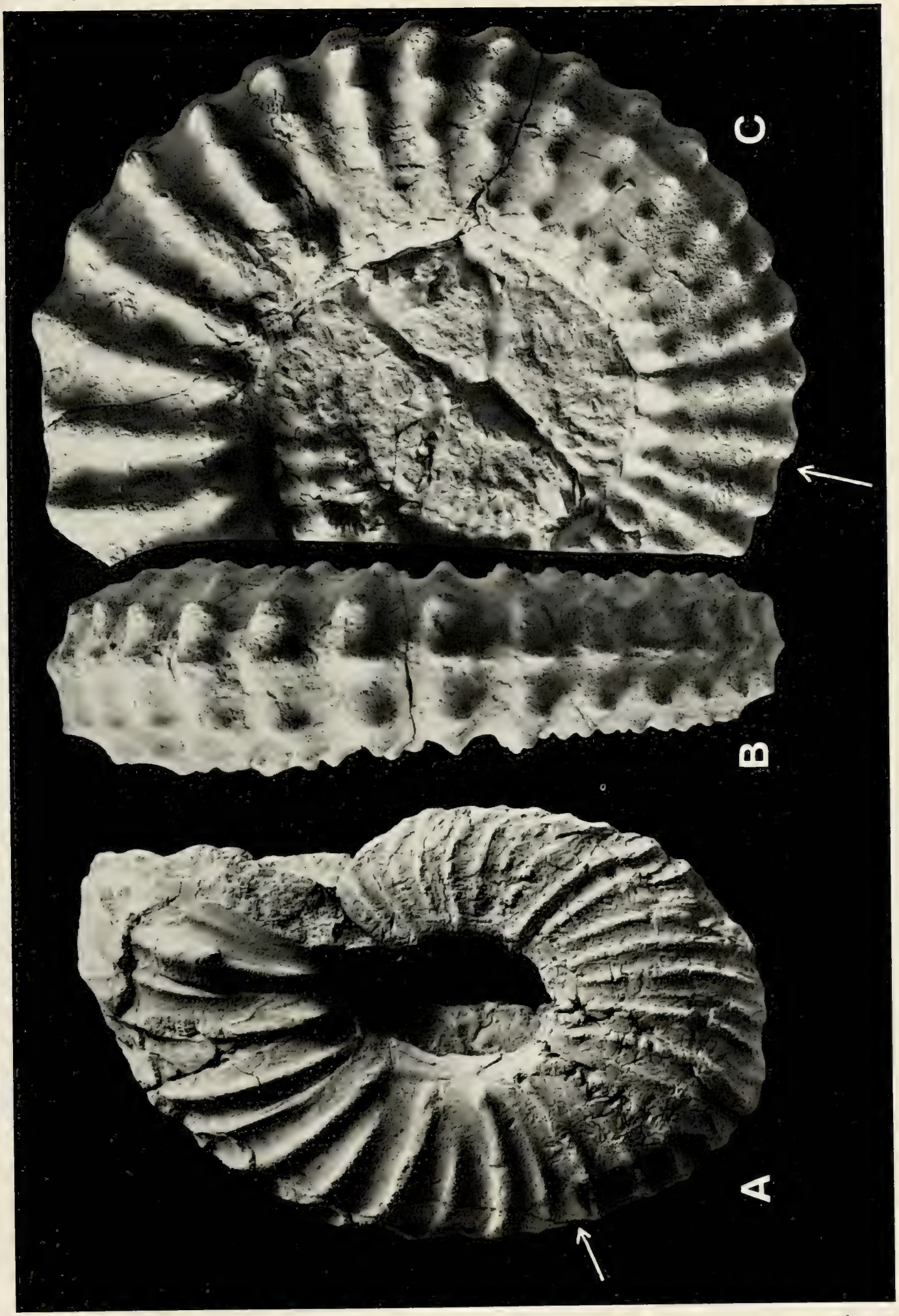

A
B
C
D




HERM, D., KAUFFMANN, E. G. & J. WIEDMANN: "Gosau"-Group. **Plate 6**

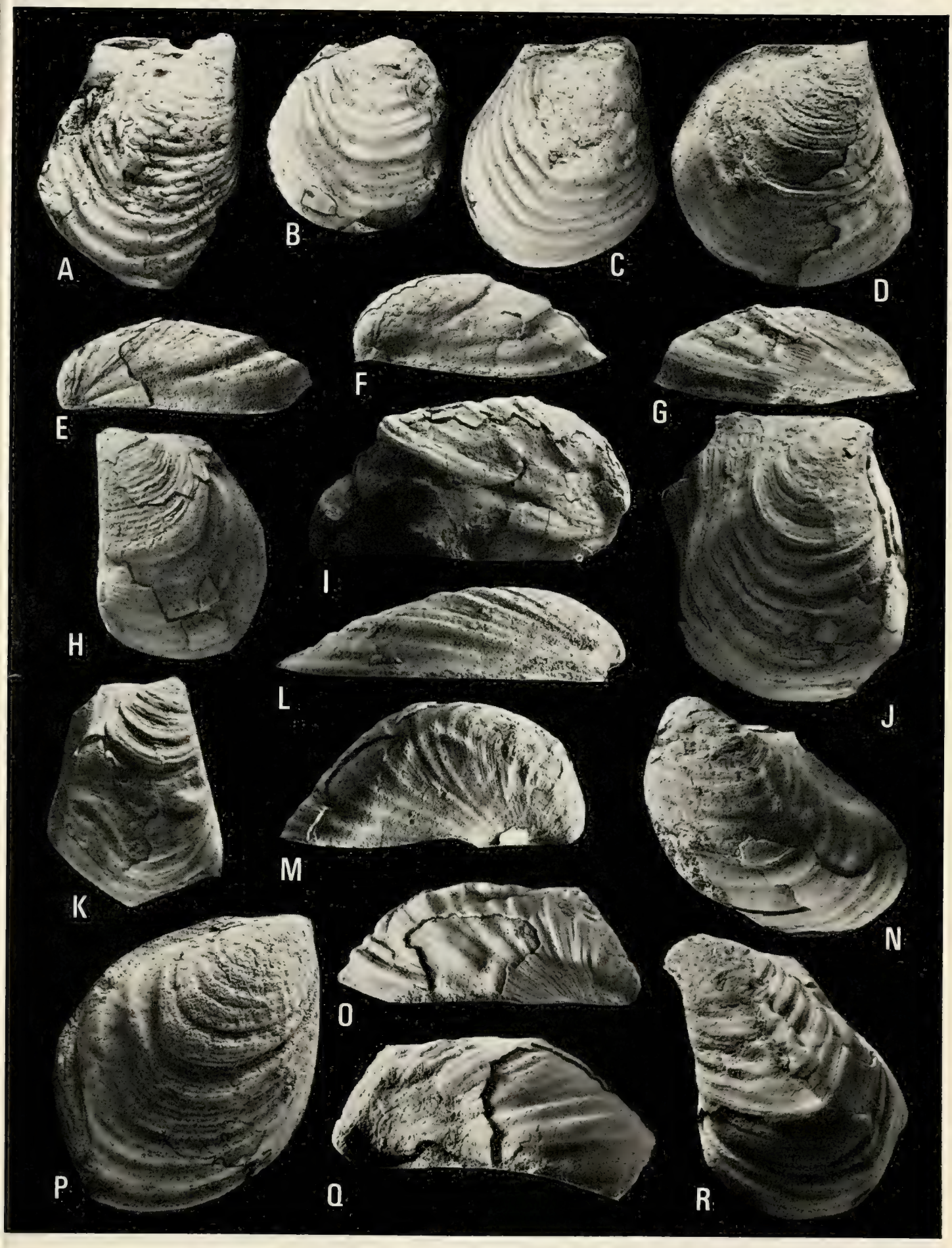


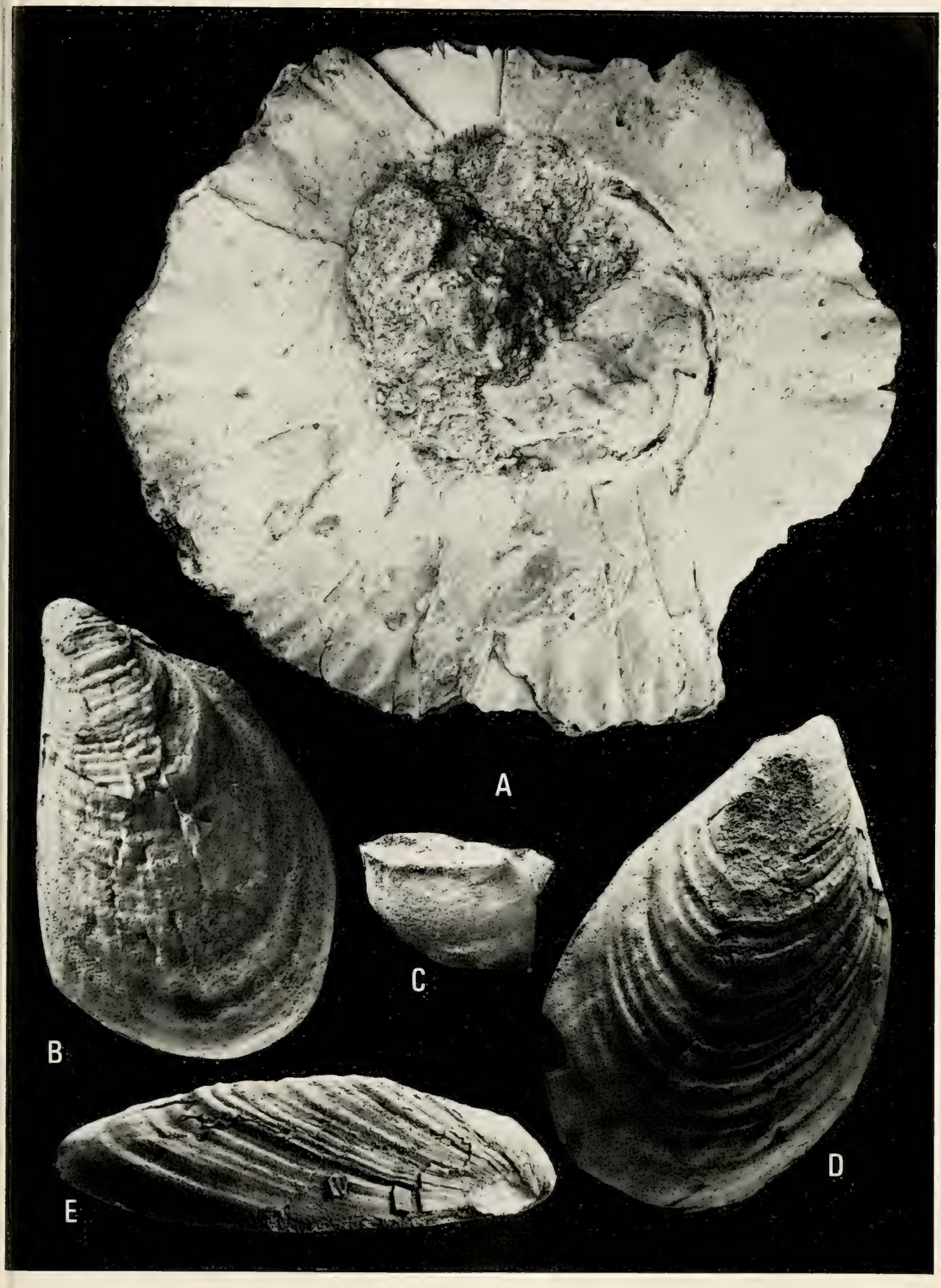

HERM, D., KAUFFMANN, E. G. & J. WIEDMANN: "Gosau"-Group. Plate 7

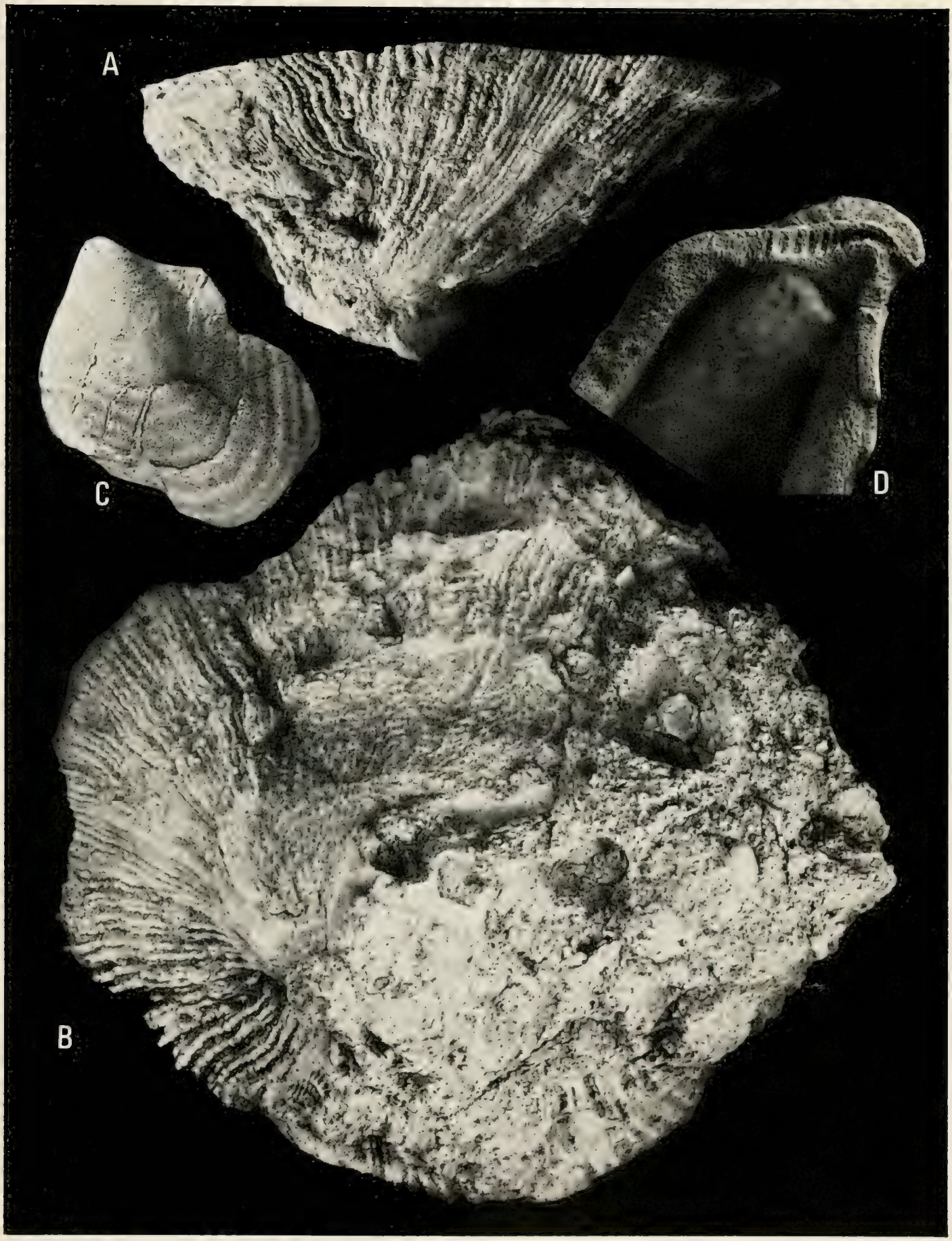


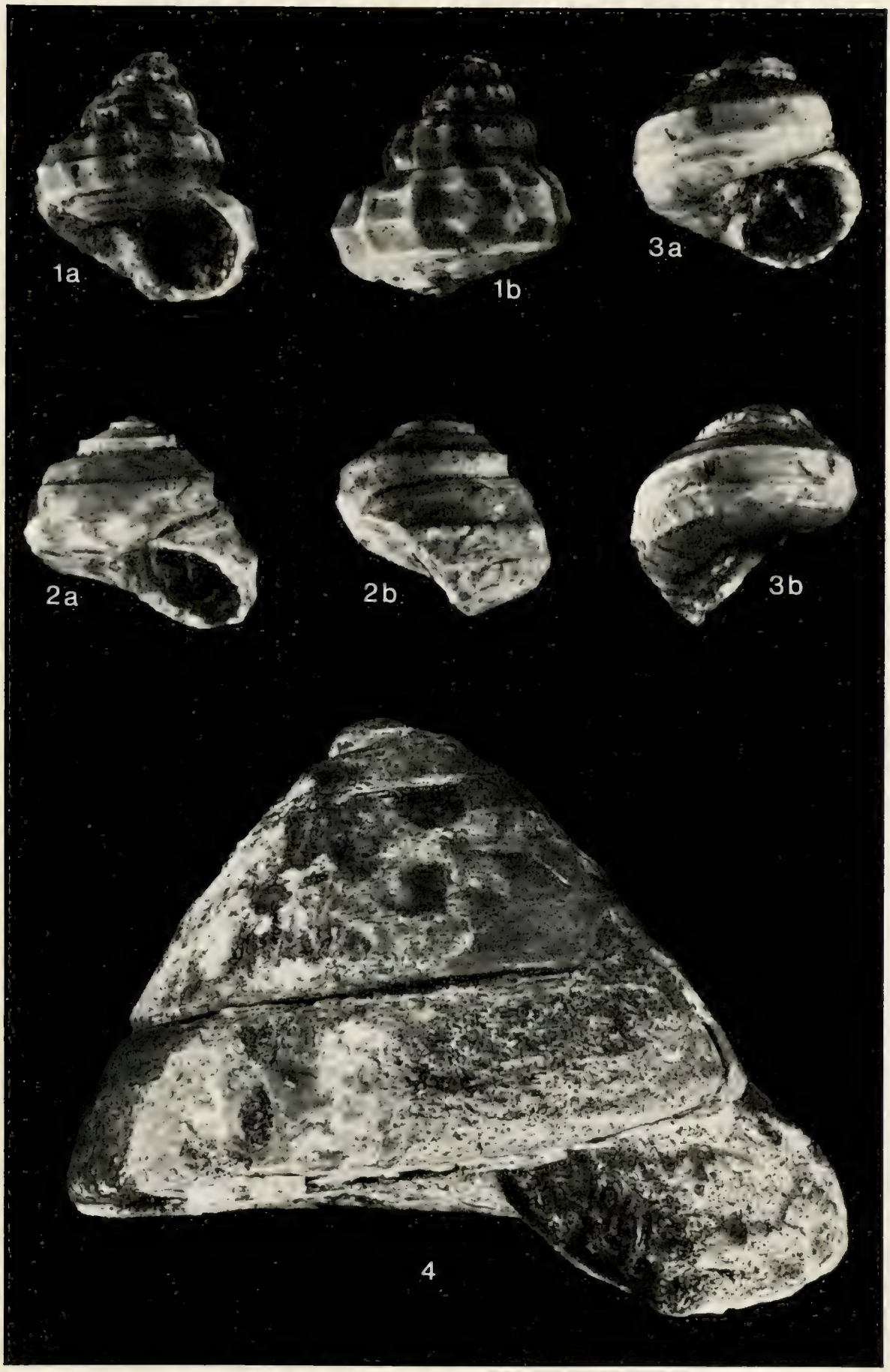

HERM, D., KAUFFMANN, E. G. & J. WIEDMANN: "Gosau"-Group.

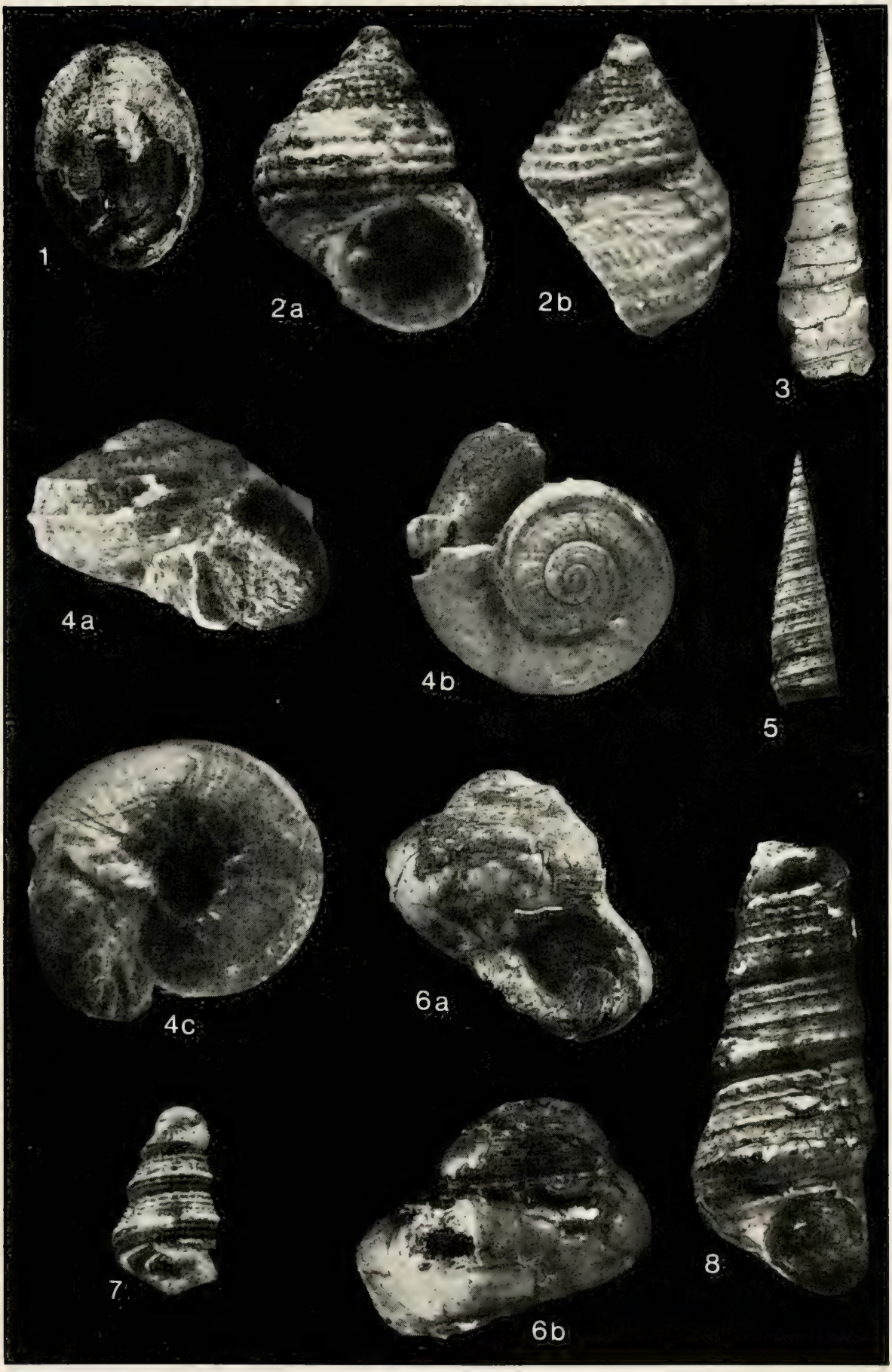
Plate 8

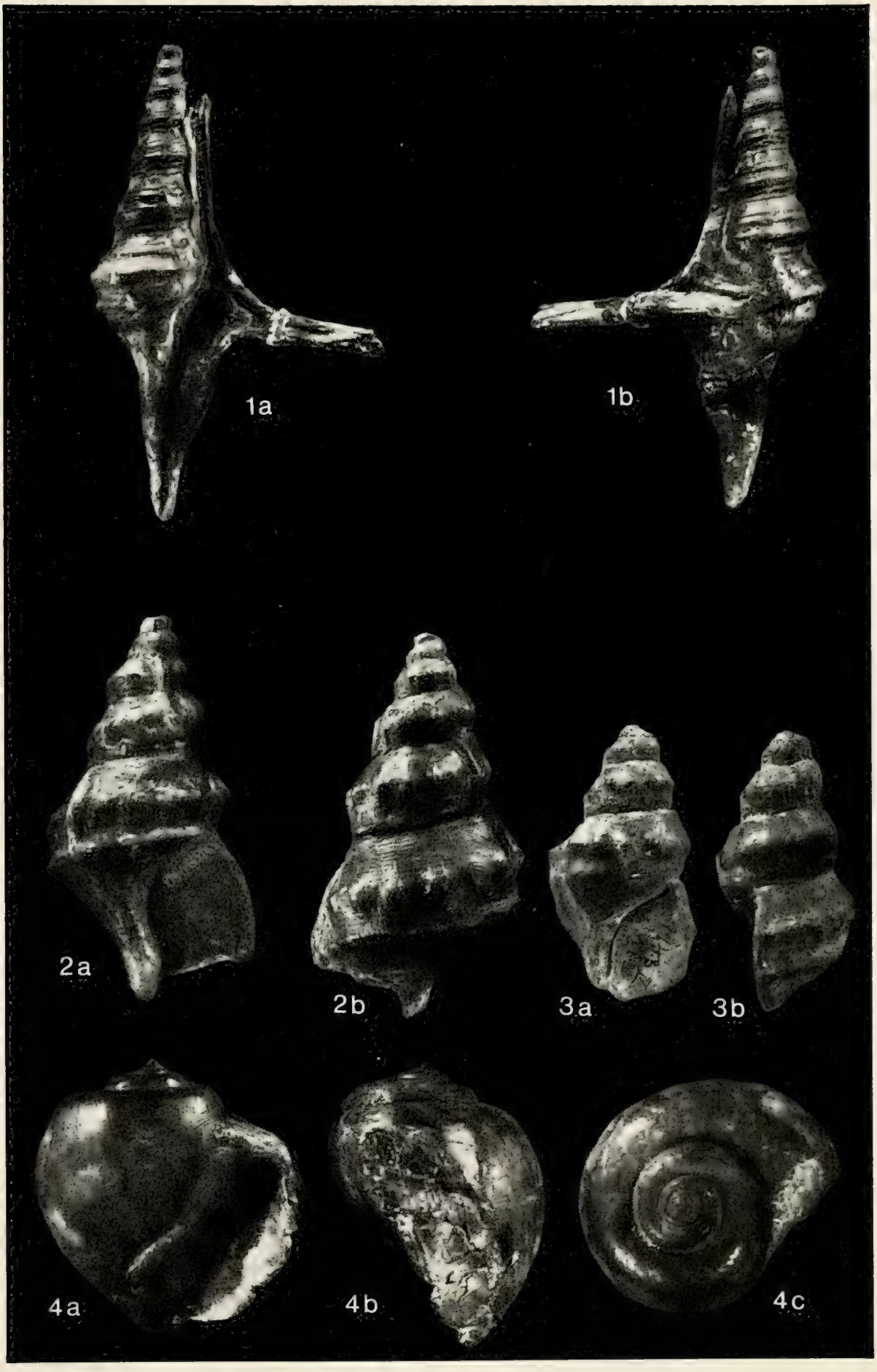

A
B
C
D
E
F
G
H
I
J
K
L
M
N
O
P
Q
R

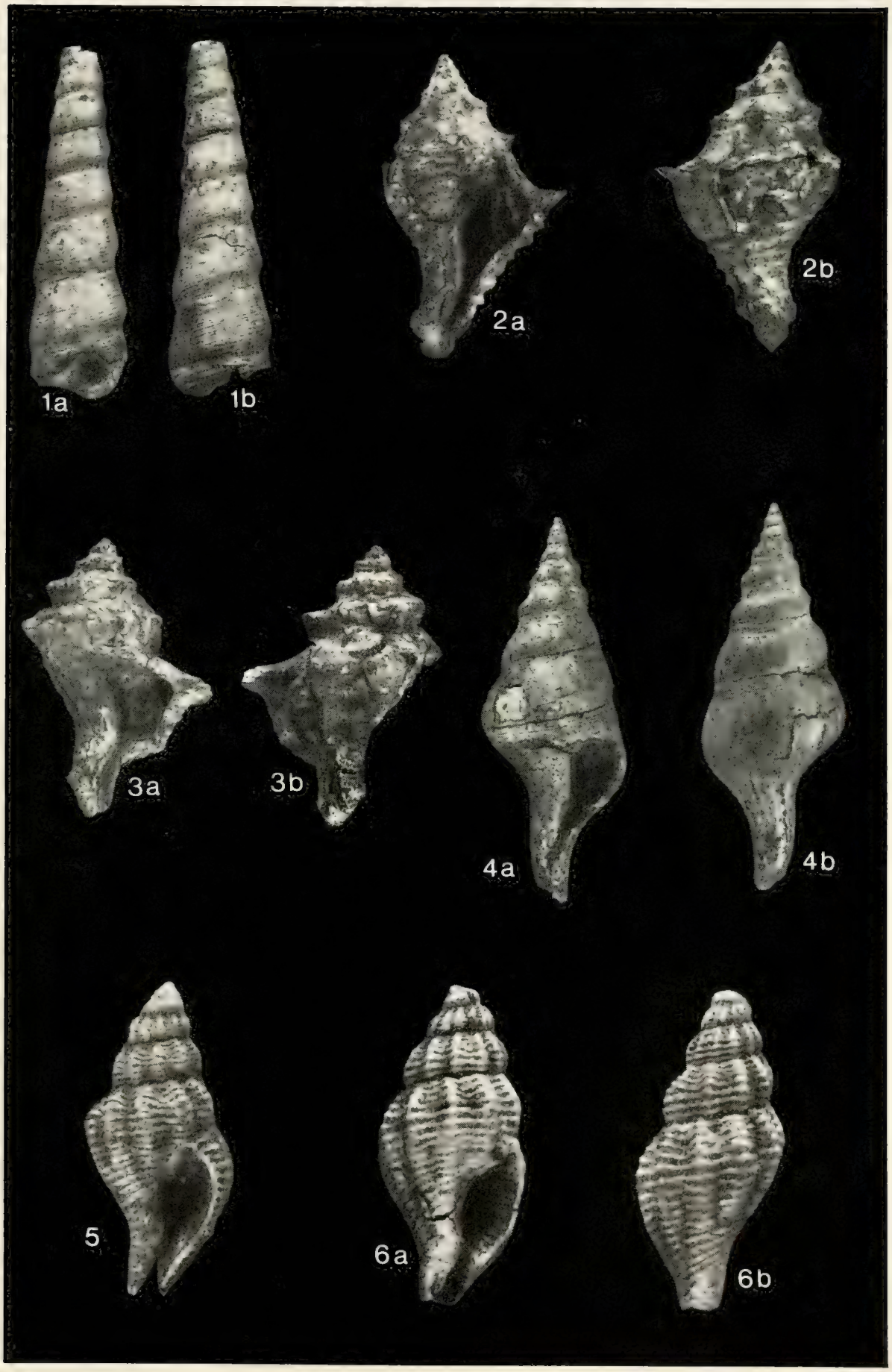

A
B
C
D
E

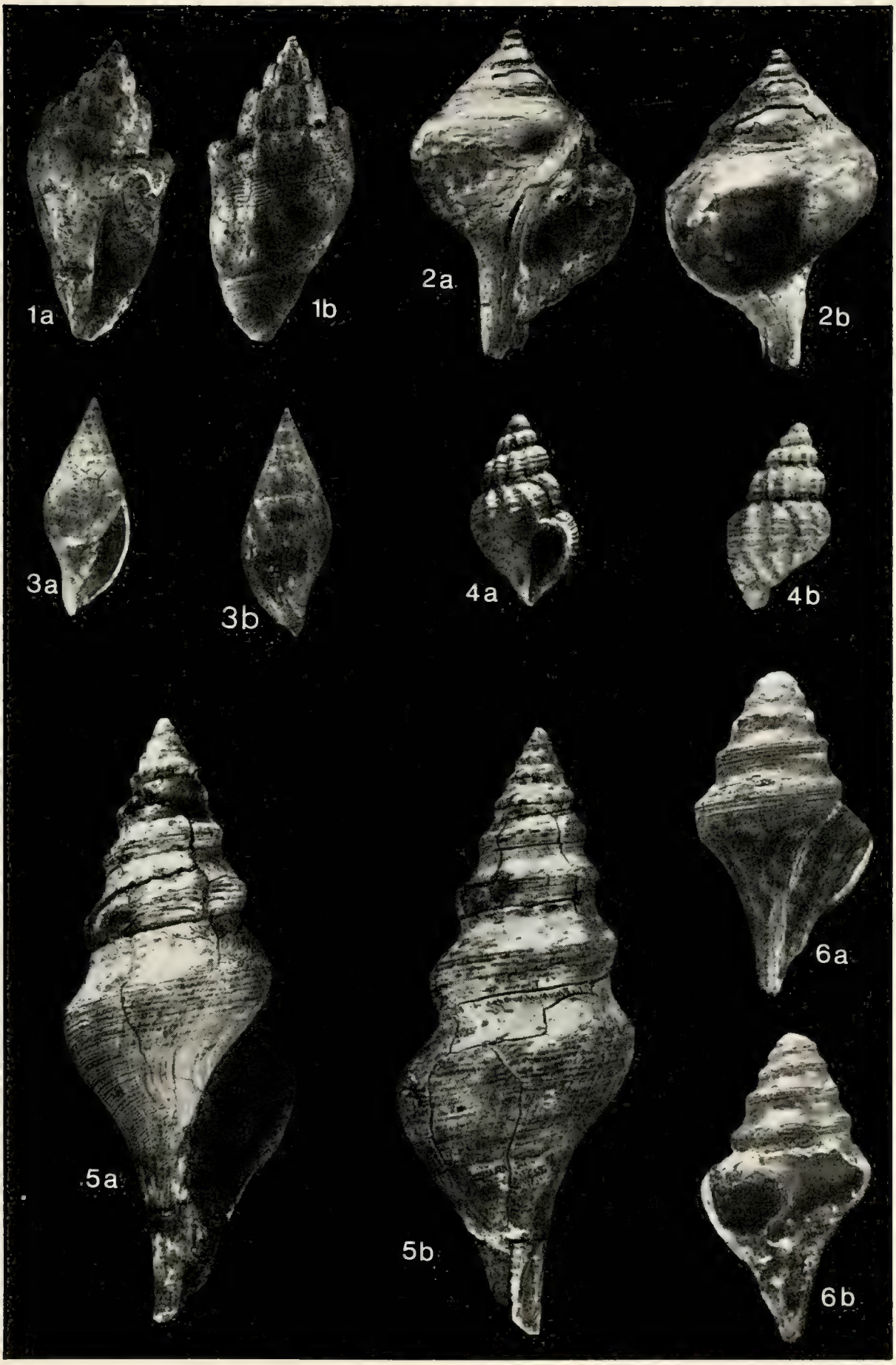

A
B
C
D

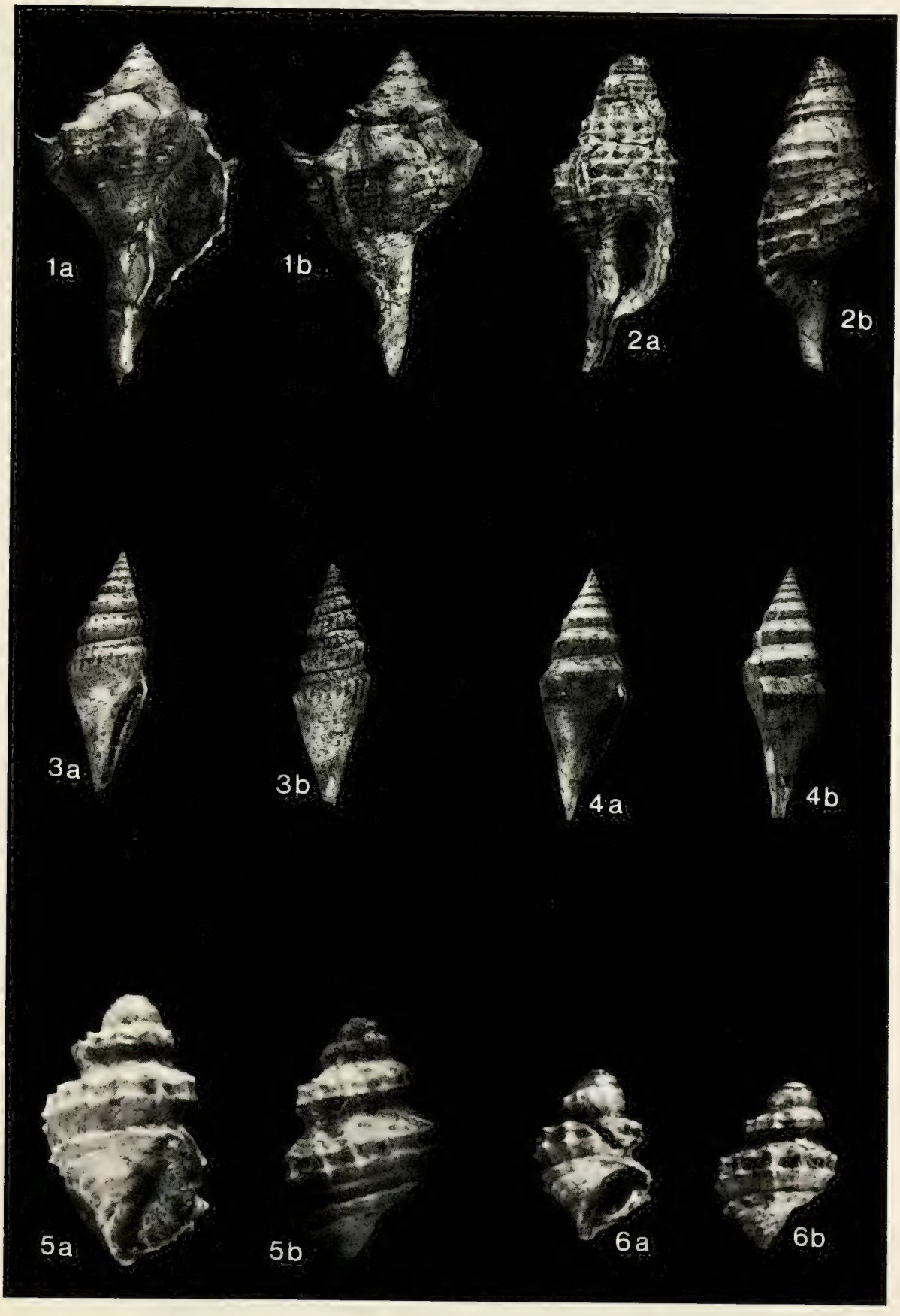

1a
1b
3a
2a
2b
3b
4

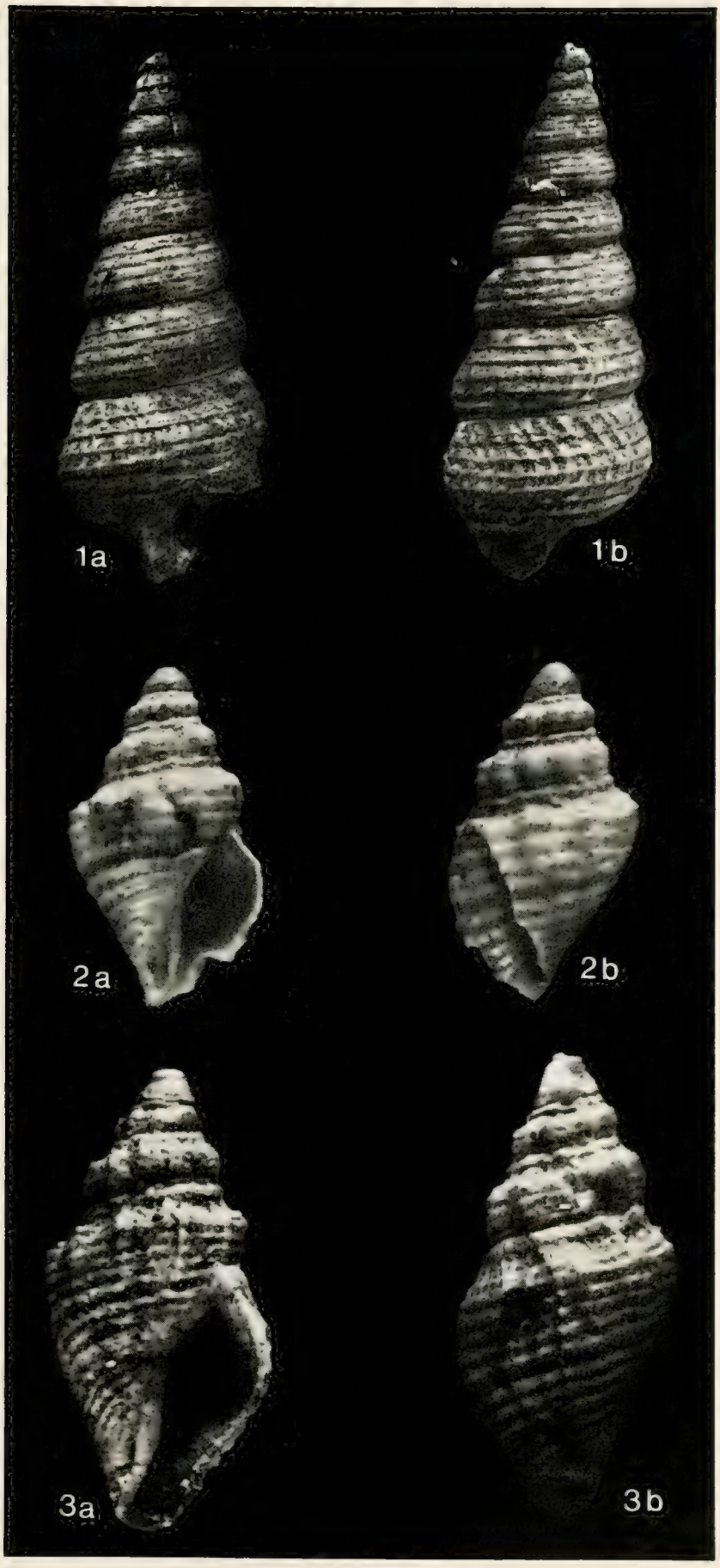

1
2a
2b
3
4a
4b
5
4c
6a
8
7
6b

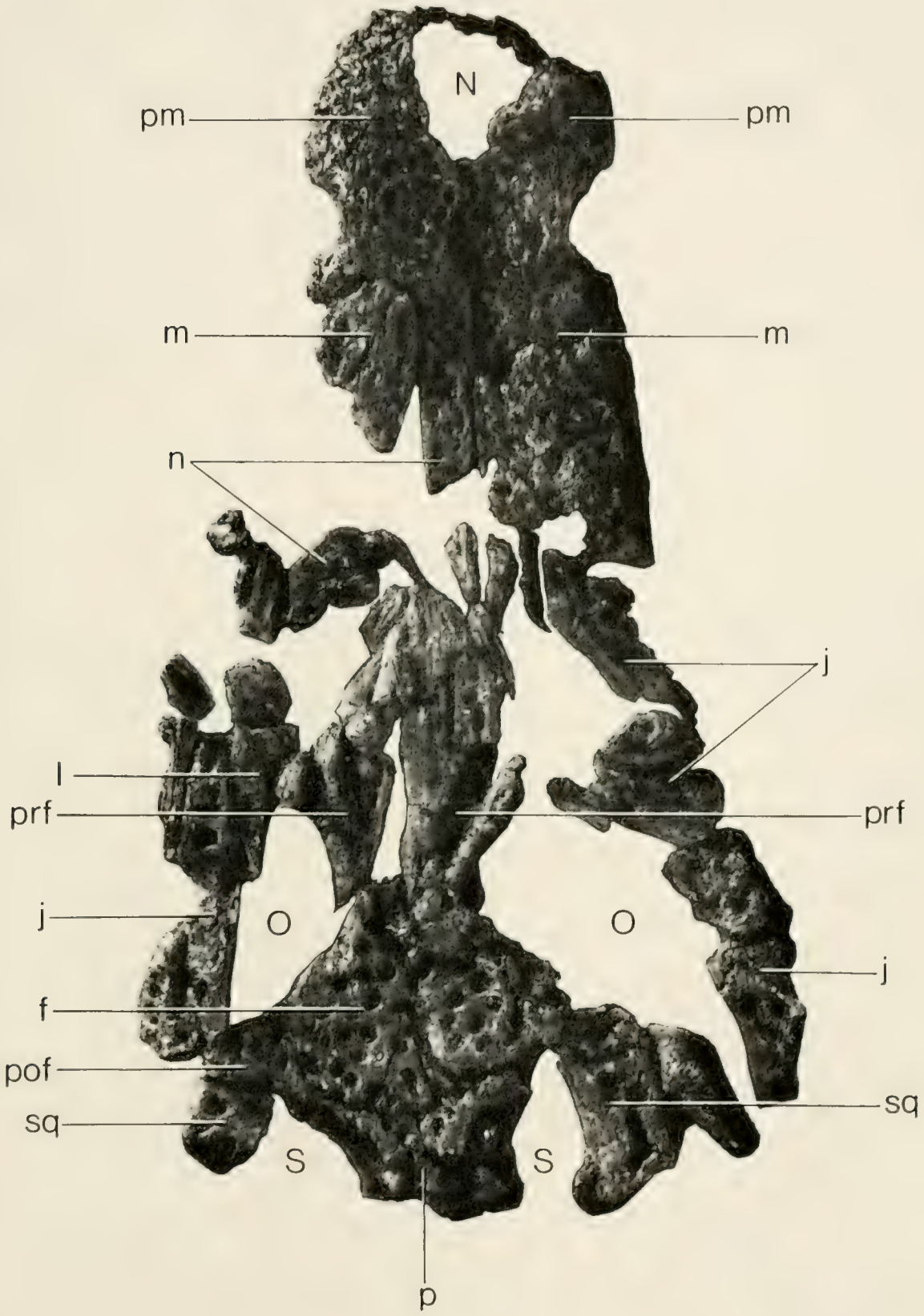

1a
1b
2a
2b
3a
3b
4a
4b
4c

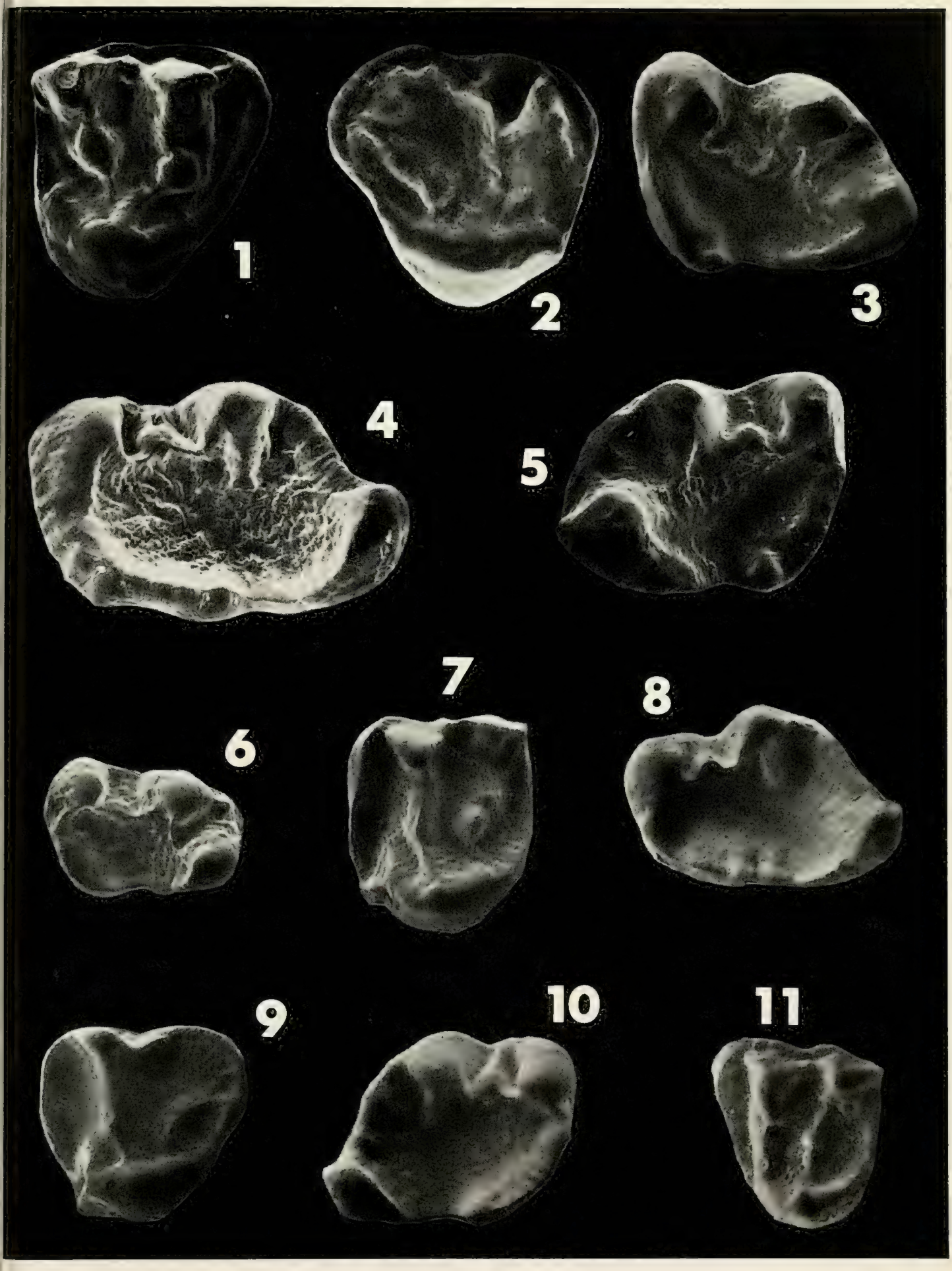

1a
1b
2a
2b
3a
3b
4a
4b
5
6a
6b

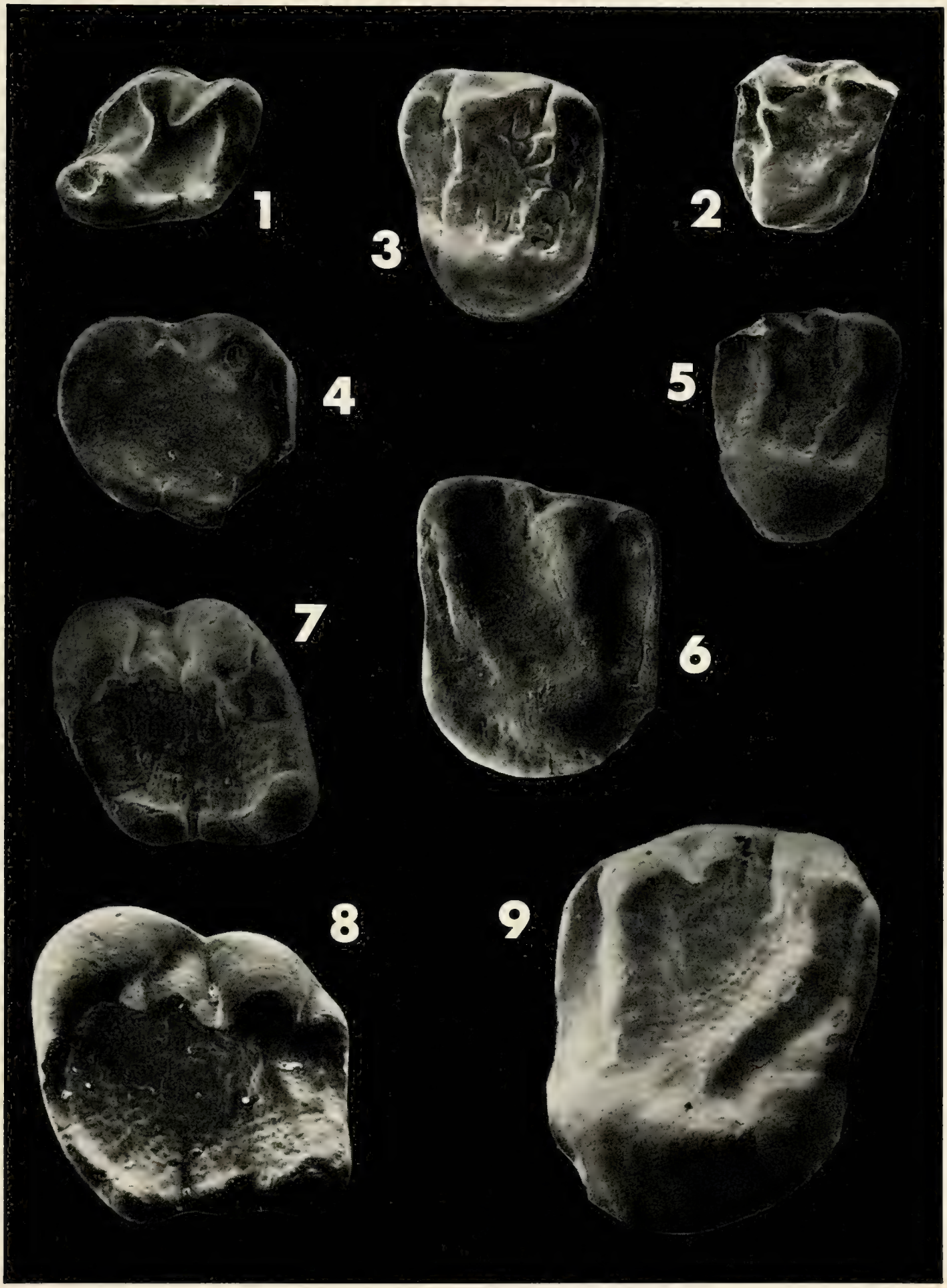

1a
1b
2a
2b
3a
3b
4a
4b
5a
5b
6a
6b

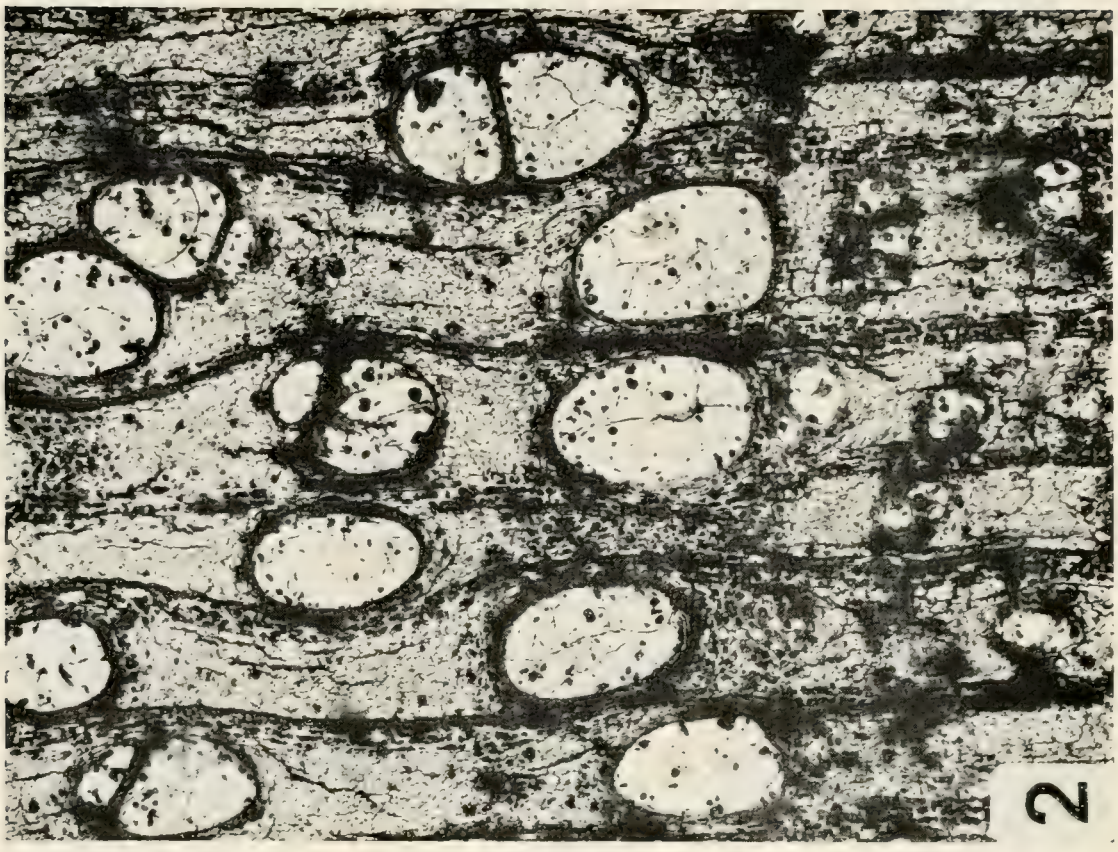

1a
1b
2a
2b
3a
3b
4a
4b
5a
5b
6a
6b

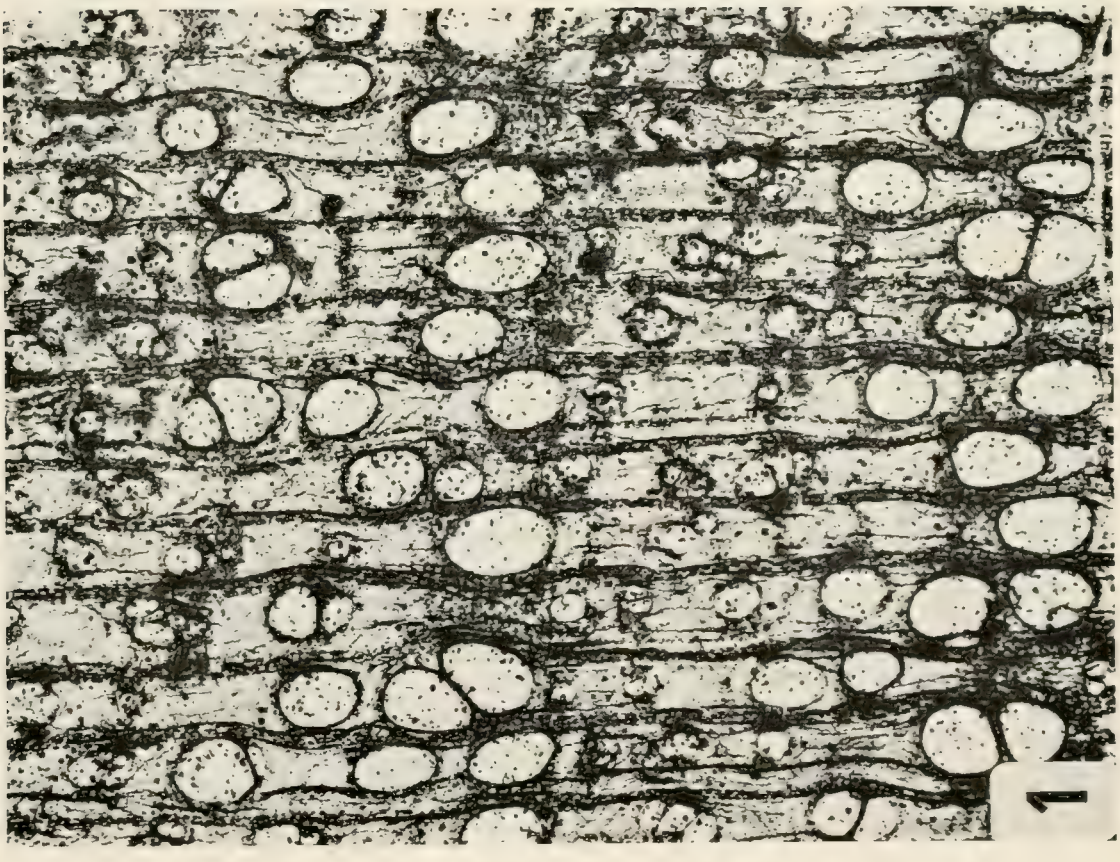

1a
1b
2a
2b
3a
3b


N
pm
pm
m
m
n
j
l
prf
prf
j
O
O
j
f
pof
sq
sq
S
S
p


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11


1
2
3
4
5
6
7
8
9


2


1

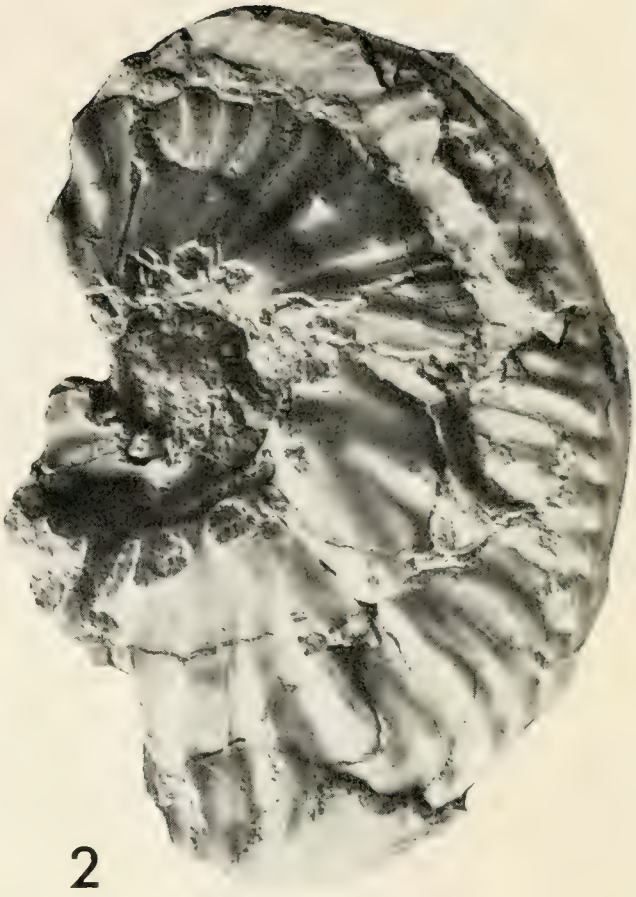
1

2

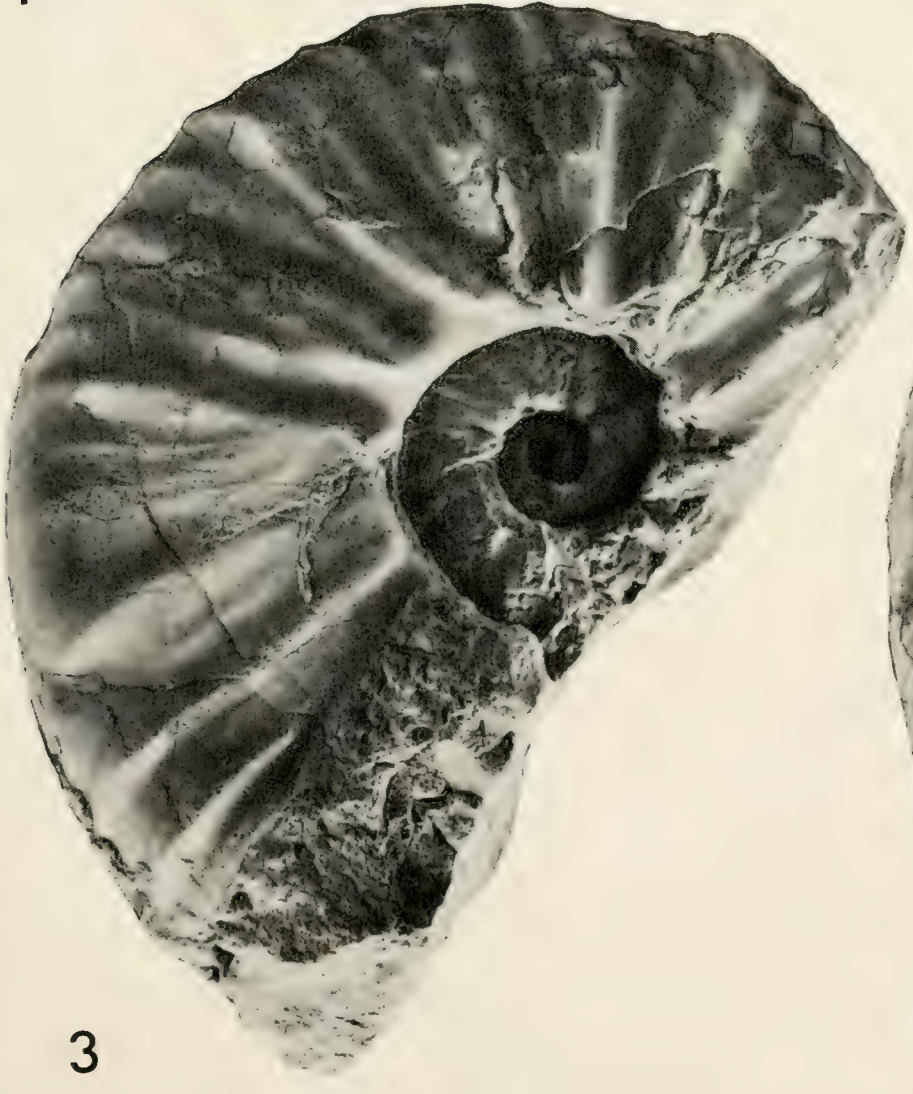
3

4

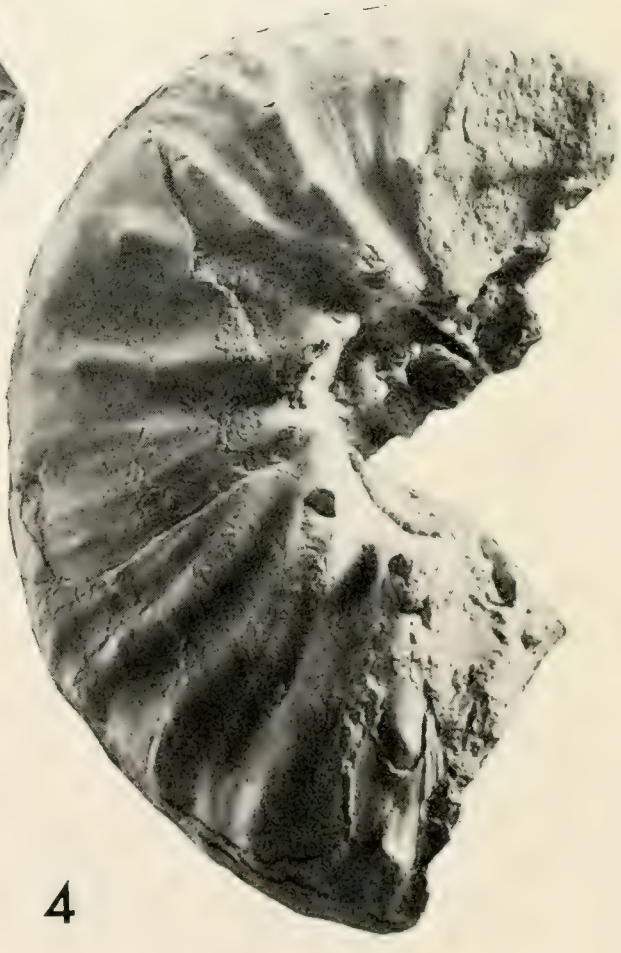
1



2



3



4

FÖRSTER, R.: Mungo-Kreide Conodonten.

Tafel 24

Gesamtherstellung: Frühmorgen & Holzmann, München

ISSN 0077-2070

7986 9

SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES

SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES

SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
3 9088 01428 9490